Postverlagsort Berlin

BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

TOM. F. W. BARTH
OSLO

W. v. ENGELHARDT
TÜBINGEN

P. ESKOLA
HELSINKI

HERAUSGEGEBEN VON

C. W. CORRENS
GÖTTINGEN

6. BAND, 2. HEFT

MIT 33 TEXTABBILDUNGEN

(ABGESCHLOSSEN AM 5. MÄRZ 1958)

SPRINGER-VERLAG
BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG
1958

Preis DM 19.80

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie

Begründet und herausgegeben 1947 von O. H. Erdmannsdörffer unter Mitwirkung von C. W. Correns und H. Steinmetz als „Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie". Ab Band 1 Heft 2/3 herausgegeben von O. H. Erdmannsdörffer unter Mitwirkung von C. W. Correns, F. K. Drescher-Kaden u. H. Steinmetz.

Redaktion ab Band 4 Heft 5 (1955): C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden, D. Hoenes u. H. Steinmetz; für Band 5 Heft 1: C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden u. H. Steinmetz; für Band 5 Hefte 2—4: C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden, W. v. Engelhardt u. H. Steinmetz.

Ab Band 6 „Beiträge zur Mineralogie und Petrographie", Berlin, Springer

---

Die **„Beiträge zur Mineralogie und Petrographie"** erscheinen zwanglos in einzeln berechneten Heften, die zu Bänden vereinigt werden, und sind durch die Buchhandlungen zu beziehen.

Von jeder Arbeit werden 50 Sonderdrucke unentgeltlich geliefert, weitere gegen entsprechende Berechnung.

Der Autor erhält einen Unkostenersatz von DM 20.— für den 16seitigen Druckbogen.

Es wird ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß mit der Annahme des Manuskriptes und seiner Veröffentlichung durch den Verlag das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder an den Verlag übergeht. Grundsätzlich dürfen nur Arbeiten eingereicht werden, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind, und die auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen der Autor sich verpflichtet. Bei Einsendung des Manuskriptes ist mitzuteilen, ob dasselbe oder eines ähnlichen Inhalts schon einer anderen Zeitschrift angeboten wurde.

Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrophoto u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Bei Arbeiten aus Instituten ist eine Erklärung des Direktors oder eines Abteilungsleiters beizufügen, daß er mit der Publikation der Arbeit aus dem Institut bzw. der Abteilung einverstanden ist und den Verfasser auf die Aufnahmebedingungen aufmerksam gemacht hat.

Manuskripte und alle redaktionelle Anfragen werden erbeten an:

Professor Dr. Tom. F. W. Barth, Mineralogisch-Geologisches Museum, Oslo 45 (Norwegen) oder an

Professor Dr. C. W. Correns, Sedimentpetrographisches Institut der Universität, (20b) *Göttingen, Lotzestraße 13,* oder an

Professor Dr. W. v. Engelhardt, Mineralogisches Institut der Universität, Tübingen, Wilhelmstraße 56 oder an

Professor Dr. P. Eskola, Mineralogisches Institut der Universität, Helsinki (Finnland)

Springer-Verlag

Heidelberg	**Berlin W 35**
Neuenheimer Landstr. 28—30	Reichpietschufer 20
Fernsprecher 27901	Fernsprecher 249251

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in dieser Zeitschrift berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, daß solche Namen im Sinn der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 89– 95 (1958)

Aus dem Mineralogisch-Kristallographischen Institut der Universität Göttingen

Beitrag zum Verständnis von Zustandsdiagrammen in Systemen mit überwiegend heteropolarer Bindung

Von

Josef Zemann

Mit 3 Textabbildungen

(Eingegangen am 3. August 1957)

Ein grundlegendes Problem der Mineralogie berührt man mit der Frage, welche Mineralien bei bestimmter Temperatur und bestimmtem Druck in einem vorgegebenen chemischen System stabil sind. Es kann darauf heute zwar mit Hilfe der experimentell bestimmten Zustandsdiagramme häufig die empirische Antwort gegeben werden; von einer theoretischen Durchdringung und damit einem Verständnis ist man jedoch noch weit entfernt. Im folgenden soll ein Beitrag zur Lösung dieses Problems gebracht werden.

Der Einfachheit halber sollen nur Zweistoffsysteme behandelt werden. Die Fragestellung lautet dann so: Welche Verbindungen $mA \cdot nB$ existieren im Zustandsdiagramm A—B? Die formale thermodynamische Antwort lautet, daß eine stabile Phase $mA \cdot nB$ dann auftritt, wenn dadurch die Gibbsche Freie Energie des Gesamtsystems sinkt. Für den Fall, daß sich die Freie Energie des Gesamtsystems einfach additiv aus den Freien Energien der einzelnen Phasen zusammensetzt (d. h. Vernachlässigung von Phasengrenzeneffekten usw.), vereinfacht sich die Forderung zu:

$$G_{mA \cdot nB} < m \cdot G_A + n \cdot G_B.$$

Um zu übersehen, ob eine Verbindung $mA \cdot nB$ auftreten kann, bedarf es also einer Abschätzung der Freien Energie der Verbindung im Vergleich zu den Komponenten.

Um diese allgemeine Aussage praktisch nutzen zu können, seien zwei Einschränkungen gemacht: 1. Es soll sich um im wesentlichen ionogene Verbindungen handeln. Ob dabei innerhalb von Radikalen (SO_4^{2-}, SiO_4^{4-}, CO_3^{2-} usw.) eventuell auch andere Bindungen auftreten, ist jedoch nicht entscheidend; wesentlich ist, daß der Zusammenhalt des Gitters durch elektrostatische Kräfte erfolgt. 2. Die Temperatur soll weit unterhalb der Schmelzpunkte liegen.

Die Einschränkung 1 ist vom Standpunkt des Chemikers sehr einschneidend; es scheiden damit unter anderem alle intermetallischen Systeme aus. Für mineralogisch-petrologische Fragen ist sie glücklicherweise nicht in gleichem Maße bedeutend; hier werden dadurch vor allem die Sulfidsysteme von der Betrachtung ausgeschlossen. Die Einschränkung 2 ist notwendig, um alle Arten von Schwingungen usw. in den Gittern vernachlässigen zu können. Damit reduziert sich die Abschätzung der Freien Energie auf die Kenntnis der elektrostatischen Gitterenergie. Solange man sich in Systemen bewegt, in welchen Komplexionen, wie SO_4^{2-}, CO_3^{2-} usw., nicht verändert werden (vor allem dürfen keine Polymerisationen auftreten), interessiert die chemische Bindung innerhalb des Komplexes nur

insofern, als man zur genauen Berechnung der Gitterenergie natürlich die Ladungsverteilung innerhalb des Komplexes kennen muß. Für überschlagsweise Berechnungen kann man jedoch bei hochsymmetrischen komplexen Ionen die Gesamtladung in den Schwerpunkt setzen*; dann geht die Bindung innerhalb des Komplexes nicht in die Rechnung ein.

Um dieses Problem zu behandeln, hat man also folgendermaßen vorzugehen: Man berechnet die elektrostatischen Gitterenergien der Komponenten A und B sowie die von Verbindungen $mA \cdot nB$; Phasen mit molaren Gitterenergien größer als die Summe der m- bzw. n-fachen molaren Gitterenergien von A und B können auftreten. Da man als weiteren Grundsatz hinzunehmen darf, daß die Elementarzelle von Koordinationsverbindungen gewöhnlich nicht sehr groß ist, so müssen die Zahlen m und n klein sein — man findet selbst die Zahl 3 schon verhältnismäßig selten (z. B. $3Na_2SO_4 \cdot Mg\ SO_4$). Durch Hinzuziehung dieses heuristischen Prinzips braucht man nur wenige Verbindungen $mA \cdot nB$ in Betracht zu ziehen. Um die Gitterenergie einer Phase berechnen zu können, muß man sowohl die Kristallstruktur kennen, als auch eine Methode zur Berechnung der Gitterpotentiale besitzen. Für heteropolare Kristalle ist die Struktur weitgehend durch die Wirkungsradien und die Paulingschen Regeln festgelegt (PAULING); zur Ermittlung der Gitterpotentiale benützt man in allgemeinen Fällen wohl am besten die Ansätze von EWALD. Anscheinend wird der Rechenaufwand hierzu häufig überschätzt, so daß bisher nur verhältnismäßig wenige Gitterenergien (Madelungsche Zahlen) vorliegen — tatsächlich ist er aber — verglichen etwa mit röntgenkristallographischen Berechnungen — durchaus nicht besonders groß, falls man sich mit einer Fehlergrenze von etwa $1‰$ begnügt. Für die vorliegende Fragestellung dürfte es meist sinnlos sein, die Genauigkeit weiter zu treiben. Im Anhang werden zwei Madelungsche Zahlen berechnet, welche weiter unten benützt werden.

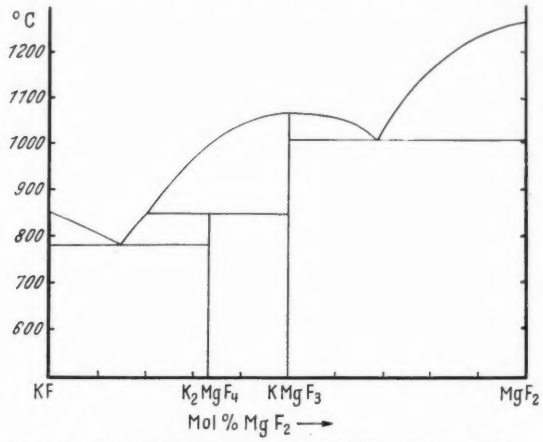

Abb. 1. Zustandsdiagramm KF—MgF_2. Etwas schematisiert, nach DE VRIES und ROY, vgl. auch REMY und HANSEN

Diese zunächst ganz allgemeinen Ausführungen seien nun an zwei Beispielen erläutert. Als erstes möge das besonders übersichtliche System KF—MgF_2 dienen, in welchem die chemische Bindung in guter Näherung durchgehend heteropolar ist. Im Zustandsdiagramm (Abb. 1) treten zwei Verbindungen auf: $KMgF_3$ und K_2MgF_4. Es fragt sich nun, ob man die Verbindungsbildung auf Grund der elektrostatischen Gitterenergien A_Φ verstehen kann. Die interessierenden Zahlenwerte sind in Tabelle 1 zusammengestellt; das Bornsche Abstoßungsglied wurde vernachlässigt, was ohne weiteres geschehen konnte, weil es für alle Phasen recht ähnlich sein muß und sich damit auf die Überlegungen nicht auswirkt.

* *Anmerkung bei der Korrektur.* Eben hat R. HOPPE [Z. anorg. allg. Chem. **291**, 4—11 (1957)] darauf hingewiesen, daß bei dieser Vereinfachung sehr beträchtliche Fehler entstehen können. Die Berechnungen und Überlegungen der vorliegenden Arbeit werden davon nicht betroffen.

Tabelle 1. *Madelungsche Zahlen und elektrostatische Energien von Gittern, welche zum Verständnis des Systems $KF—MgF_2$ wichtig sind*

Substanz	Gittertyp	Madelungsche Zahl α	Gitterenergie in kcal · mol^{-1}		d_{AB} (Å)
			mit d_{AB} der stabilen Phase	mit Korrektion von d_{AB} für Koordinationszahl *	
KF	Zinkblende	$1{,}638_1$	203,5	213,3	$d_{KF} = 2{,}67_2$ (Broch, Oftedal und Pabst)
	NaCl	$\mathbf{1{,}747_6}$	**217,1**	**217,1**	
	CsCl	$1{,}762_7$	219,0	210,9	
MgF_2	Quarz	$4{,}439_4$	739,7	781,9	
	hypothet. Struktur	4,629	771,3	771,3	
	Anatas	4,800	799,8	799,8	
	Rutil	**4,816**	**802,4**	**802,4**	$d_{MgF} = 1{,}99_2$ (Baur)
	CaF_2	$5{,}038_8$	839,5	804,2	
$KMgF_3$	**Perowskit**	$\mathbf{6{,}188_7}$	**1032,2**	**1032,2**	$d_{MgF} = 1{,}99_6$ (de Fries und Roy)
K_2MgF_4	**K_2MgF_4**	$\mathbf{7{,}481_6}$	**1248,4**	**1248,4**	$d_{MgF} = 1{,}98_9$ (Brehler und Winkler)

* Nach Zachariasen. Mit Ausnahme der neuberechneten Werte für α sind sie der Zusammenstellung von Hoppe entnommen.

Für KF wäre die Gitterenergie (bei gleich groß bleibendem Abstand K—F) für den CsCl-Typ um etwa 1% günstiger als für den NaCl-Typ. Da nach allgemeiner kristallchemischer Erfahrung die Kation-Anion-Abstände mit steigender Koordinationszahl etwas größer werden, so wird der Unterschied noch kleiner — folgt man den Formeln von Zachariasen, so kehrt sich sogar die Reihung um. Für MgF_2 wäre nach der Gitterenergie der Fluorit-Typ günstiger; er kann jedoch der Wirkungsradien wegen nicht auftreten; der Quarz-Typ ist energetisch ungünstig. Von den formal möglichen MgF_2-Gittern mit oktaedrischer Sechskoordination ergibt sich für den Rutil-Typ die größte Gitterenergie. Für ein hypothetisches $Mg^{[6]}F_2$-Gitter, welches ebenfalls in Tabelle 1 aufgenommen ist, sind die Paulingschen Regeln nicht erfüllt: damit gekoppelt ist die Madelungsche Zahl verhältnismäßig klein. Für Rutil-Typ (Verknüpfung der Oktaeder über jeweils zwei Kanten) ist A_Φ etwas größer als für Anatas-Typ (Verknüpfung der „Oktaeder" über jeweils vier Kanten). Es ergibt sich so unter den betrachteten Gittertypen für MgF_2 nach Wirkungsradius und Gitterenergie der Rutil-Typ als stabilste Atomanordnung. Entscheidend ist nun, daß sowohl für $KMgF_3$ als auch für K_2MgF_4 die Gitterenergie größer ist als die Summe der Gitterenergien der Komponenten. Für $KMgF_3$ gilt:

$$A_\Phi(KMgF_3) = 1032{,}2 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$
$$A_\Phi(KF) + A_\Phi(MgF_2) = 1019{,}5 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$
$$\Delta A_\Phi = +12{,}7 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$

für K_2MgF_4:

$$A_\Phi(K_2MgF_4) = 1248{,}4 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$
$$2A_\Phi(KF) + A_\Phi(MgF_2) = 1236{,}6 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$
$$\Delta A_\Phi = +11{,}8 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$$

Es ist wichtig, darauf hinzuweisen, daß sowohl für $KMgF_3$ als auch für K_2MgF_4 die Paulingschen Regeln gut erfüllt sind.

Nachdem das Auftreten der experimentell beobachteten Verbindungen verständlich geworden ist, bleibt noch zu diskutieren, warum es nicht zur Bildung noch weiterer Phasen $m\mathrm{KF} \cdot n\mathrm{MgF_2}$ kommt. Zunächst soll die hypothetische Verbindung $\mathrm{KMg_2F_5}$ betrachtet werden. Für sie macht man sich leicht klar, daß keine Struktur möglich ist, in welcher — wie in $\mathrm{KMgF_3}$ und $\mathrm{K_2MgF_4}$ — die $\mathrm{MgF_6}$-Oktaeder nur über Ecken verknüpft sind. Dazu müßte nämlich die eine Hälfte der Fluorionen zwei $\mathrm{MgF_6}$-Oktaedern angehören, die andere Hälfte jedoch dreien; das ist jedoch aus Raumgründen nicht möglich, wie man sich an einem Kugelmodell leicht überzeugt. In $\mathrm{KMg_2F_5}$ müßten also zum Teil gemeinsame Oktaederkanten auftreten, womit aber die elektrostatischen Verhältnisse jedenfalls ungünstiger als bei $\mathrm{KMgF_3}$ werden *. Es ist somit verständlich, daß $\mathrm{KMg_2F_5}$ nicht stabil ist. Da für alle Phasen $m\mathrm{KF} \cdot n\mathrm{MgF_2}$ mit $n/m > 1$ eine Verknüpfung der $\mathrm{MgF_6}$-Oktaeder nur über Ecken unmöglich ist, so ist es ferner einleuchtend, daß rechts von $\mathrm{KMgF_3}$ im Zustandsdiagramm auch andere Verbindungen nicht auftreten. — Beträchtlich schwieriger zu übersehen ist der Teil des Zustandsdiagramms links von $\mathrm{KMgF_3}$. Hier tritt $\mathrm{K_2MgF_4}$ auf. Warum nicht aber auch andere Phasen? Dazu sei bemerkt, daß in $3\,\mathrm{KF} \cdot \mathrm{MgF_2} = \mathrm{K_3MgF_5}$ die Verknüpfung der $\mathrm{MgF_6}$-Oktaeder zwar keinerlei Schwierigkeiten bereitet (man bildet $^1_\infty[\mathrm{Mg^{[6]}F_6}]^{1-}$-Ketten), daß es aber dennoch trotz aller Bemühungen nicht gelang, eine Struktur mit drei Kaliumionen je Kettenglied zu entwerfen, welche nicht ganz offensichtlich instabil ist. Kompliziertere Verbindungen widersprechen unserem Hilfsprinzip, daß m und n klein sein sollen und wurden nicht in Betracht gezogen.

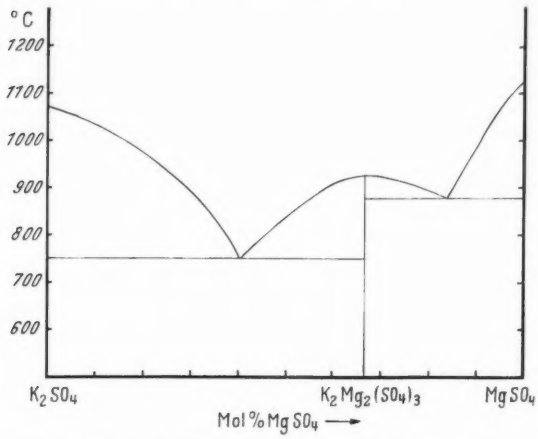

Abb. 2. Zustandsdiagramm $\mathrm{K_2SO_4}$—$\mathrm{MgSO_4}$. Etwas schematisiert, nach NACKEN

Das System KF—$\mathrm{MgF_2}$ ist also durch die Berechnung der Gitterenergien in seinen wesentlichen Zügen zu verstehen. Es ist jedoch keineswegs immer notwendig, diesen oft doch etwas mühsamen Weg zu gehen, wenn man folgenden Satz beachtet:

Da die Paulingschen Regeln Auswahlprinzipien für Strukturen mit großer elektrostatischer Gitterenergie enthalten, so bestimmen sie in heteropolaren Systemen nicht nur den Aufbau der Kristallstruktur bei vorgegebener chemischer Formel, sondern auch die Möglichkeit des Auftretens von Phasen; es sind nur solche Phasen zu erwarten, für welche geometrisch die Möglichkeit zur Bildung von Strukturen mit weitgehender Erfüllung dieser Regeln besteht.

Die Anwendung dieses Satzes sei am System $\mathrm{K_2SO_4}$—$\mathrm{MgSO_4}$ besprochen. Im Zustandsdiagramm tritt als einzige Verbindung $\mathrm{K_2Mg_2(SO_4)_3}$ auf (Abb. 2). $\mathrm{K_2SO_4}$ kristallisiert mit unregelmäßiger 9- bis 10-Koordination um Kalium (EHRENBERG und HERMANN); $\mathrm{MgSO_4}$ ist nach Pulveraufnahmen isotyp mit

* Von diesem Gesichtspunkt abgesehen, gelang es nicht, selbst bei teilweiser Verknüpfung durch Oktaederkanten ein einigermaßen plausibles Modell zu konstruieren.

$NiSO_4$* und besitzt damit eine Struktur, in welcher die SO_4-Tetraeder durch 6-koordiniertes Magnesium miteinander verknüpft sind, wobei je zwei MgO_6-Oktaeder jeweils eine Kante gemeinsam haben (DIMARAS). Die 3. Paulingsche Regel ist in $MgSO_4$ somit nicht gut erfüllt. Elektrostatisch günstiger wäre eine Struktur mit Verknüpfung der MgO_6-Oktaeder untereinander nur über Ecken; man kann sich jedoch überlegen, daß die gleichzeitige (und stärkere) Forderung nach isolierten SO_4-Tetraedern, welche mit den MgO_6-Oktaedern nur Ecken gemeinsam haben dürfen, eine solche Anordnung verbietet. — Für $K_2Mg_2(SO_4)_3$ liegen die Verhältnisse wesentlich günstiger, weil je Mg^{2+} sechs Sauerstoffe zur Verfügung stehen. Es ist somit bei dieser Phase möglich, daß die MgO_6-Oktaeder mit den Sulfattetraedern jeweils über einen Sauerstoff verknüpft sind, aber untereinander keine Polyederelemente gemeinsam haben; die Kristallstruktur von $K_2Mg_2(SO_4)_3$ ist tatsächlich nach diesem Prinzip aufgebaut (ZEMANN und ZEMANN). In irgendwelchen Phasen, die im Zustandsdiagramm rechts dieser Verbindung liegen, müssen die MgO_6-Oktaeder zum Teil Polyederelemente gemeinsam haben, wodurch die 3. Paulingsche Regel jedenfalls schlechter erfüllt ist als bei $K_2Mg_2(SO_4)_3$. Es ist also einleuchtend, daß hier keine Verbindungen auftreten. Weniger klar liegen die Verhältnisse links von $K_2Mg_2(SO_4)_3$. Hier ergibt sich allgemein nur, daß die Sauerstoffe bezüglich der Bindung an Magnesium und Schwefel nicht alle gleichwertig sein können; ein Teil von ihnen kann keinem MgO_6-Oktaeder angehören. Damit ist die 5. Paulingsche Regel schlechter erfüllt als bei $K_2Mg_2(SO_4)_3$ und die Stabilität ist kleiner — einen strengen Ausschluß der Möglichkeit der Verbindungsbildung bedeutet das allerdings nicht. Jedenfalls ergibt jedoch die Anwendung obigen Satzes auf das System K_2SO_4—$MgSO_4$, daß $K_2Mg_2(SO_4)_3$ in der Verbindungsbildung bevorzugt ist, daß rechts davon keine Verbindungen zu erwarten sind und daß Phasen links davon relativ wenig stabil sind, falls sie überhaupt auftreten. Man kommt also selbst auf diesem einfachen Weg im Verständnis des Zustandsdiagrammes ein gutes Stück weiter.

Die größte Schwierigkeit bei solchen Überlegungen liegt immer darin, für eine hypothetische Phase zu untersuchen, ob der Bau einer plausiblen Struktur geometrisch möglich ist. Leider ist man dabei im wesentlichen auf systematisches Probieren angewiesen, und es ist oft nicht leicht zu entscheiden, ob eine plausible Struktur nicht existiert oder ob man bloß die Lösung übersehen hat; systematische geometrische Untersuchungen liegen nur für Spezialfälle vor. Ob und inwieweit das Verfahren auf Systeme mit zum Teil anderen Bindungsarten (z.B. Hydratsysteme, Silikatsysteme) erweiterungsfähig ist, werden weitere Untersuchungen lehren.

Anhang

Berechnung zweier neuer Madelungscher Zahlen

A. Hypothetisches MgF_2-Gitter

Raumgruppe: $P\,4/m\quad 2/m\quad 2/m$

Achsenverhältnis: $c/a = \sqrt{2}$; Zellinhalt: $1 \times MgF_2$

Punktlagenbesetzung: Mg auf 1 (a) : 000
F(1) auf 1 (b) : 00 1/2
F(2) auf 1 (c) : 1/2 1/2 0

* Briefliche Mitteilung von Prof. Dr. P. P. KOKKOROS, Thessaloniki, wofür auch hier bestens gedankt sei.

Die Magnesiumionen sind streng oktaedrisch von sechs Fluorionen umgeben. Die MgF_6-Oktaeder, welche mit einem Durchmesser parallel [001] stehen, haben in Ebenen parallel zur Basis jeweils vier Kanten gemeinsam. Die so entstehenden $^2_\infty (Mg^{[6]}F_3)^{1-}$-Schichten sind über die freien Ecken miteinander verknüpft (siehe Abb. 3). Die 2. Paulingsche Regel ist nicht erfüllt: Auf die F(1) entfallen nur 2/3 positive Ladungsanteile, auf die F(2) jedoch 4/3.

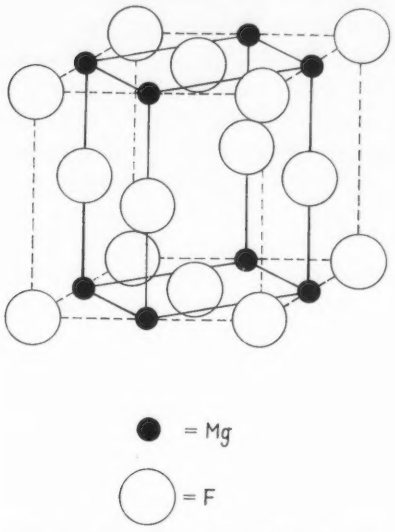

Abb. 3. Hypothetische MgF_2-Struktur. Elementarzelle voll ausgezogen; Zelle mit $a' = a \cdot \sqrt{2}$ gestrichelt

Zur Berechnung der Gitterenergie wurde die um 45° gedrehte größere Zelle mit $a' = a\sqrt{2}$ gewählt, weil die Berechnung so übersichtlicher erschien. Im Ewaldschen Ansatz (l. c., Formel 40′) wurde $\delta = a'$ und $\eta = 2\pi$ gewählt. Damit können bei einer Rechengenauigkeit von $1^0/_{00}$ die $\varphi_{l'}^{(2)}$ vernachlässigt werden. Zur Berechnung der $\varphi_{l'}^{(1)}$ wurden die Glieder bis $\mathfrak{h}^2 \cdot \delta^2 = 29{,}0$ berücksichtigt. Es wurden so folgende Einzelpotentiale erhalten: $\varphi_{Mg} = -5{,}7513\ e/a$, $\varphi_{F(1)} = +4{,}2787\ e/a$, $\varphi_{F(2)} = +4{,}2021\ e/a$.

Die elektrostatische Gitterenergie je Mol wird damit

$$U = 1/2\ (2e \cdot \varphi_{Mg} - e \cdot \varphi_{F(1)} - e \cdot \varphi_{F(2)})\ e/a' \cdot N_L = -\ 9{,}2579 \cdot e^2/a' \cdot N_L$$

oder weil $a' = 2d_{MgF}$: $U = -\ e^2/d\ 4{,}629 \cdot N_L$.

Die Madelungsche Zahl (bezogen auf den Abstand Mg—F) ist somit

$$\alpha_d = 4{,}629$$

B. K_2MgF_4

Raumgruppe: $I\,4/m\ \ 2/m\ \ 2/m$

$a = 3{,}977$ Å, $c = 13{,}16$ Å; Zellinhalt: $2 \times K_2MgF_4$

Punktlagenbesetzung:

2 Mg	auf 2(a) :	000 usw.	
2 K	auf 4(e) :	$00z$ usw.	$z = 0{,}35$
4 F(1)	auf 4(e) :	$00\bar{z}$ usw.	$z = 0{,}15$
4 F(2)	auf 4(c) :	0 1/2 0 usw.	

Die Magnesiumionen sind oktaedrisch von sechs Fluorionen umgeben. Diese Oktaeder sind über Ecken zu $^2_\infty (Mg^{[6]}F_4)^{2-}$-Schichten parallel (001) verknüpft. Die Schichten werden durch 9-koordinierte Kaliumionen zusammengehalten (BREHLER und WINKLER). Die 2. Paulingsche Regel ist annähernd erfüllt: Auf die F(1) entfallen 8/9 positive Ladungseinheiten, auf die F(2) 10/9.

Zur Ausrechnung wurde $\delta = a$ und $\eta = 2\pi$ gewählt. Damit konnte wieder $\varphi_{l'}^{(2)}$ vernachlässigt werden; zur Berechnung der $\varphi_{l'}^{(1)}$ wurden die Glieder bis $\mathfrak{h}^2 \cdot \delta^2 = 32{,}0$ berücksichtigt. Einzelpotentiale: $\varphi_{Mg} = -\ 6{,}2285 \cdot e/a$, $\varphi_K = -\ 2{,}6130 \cdot e/a$, $\varphi_{F(1)} = +\ 2{,}8898 \cdot e/a$, $\varphi_{F(2)} = +\ 3{,}2319 \cdot e/a$.

Die elektrostatische Gitterenergie/Mol ist

$U = 1/2\ (2e \cdot \varphi_{Mg} + e \cdot \varphi_{K} - 2e \cdot \varphi_{F(1)} - 2e\varphi_{F(2)}) e/a \cdot N_L = -14{,}9632 \cdot e^2/a \cdot N_L$

oder weil $a = 2d_{MgF(2)}$: $U = -e^2/d\ 7{,}4816 \cdot N_L$.

Die Madelungsche Zahl [bezogen auf den Abstand Mg—F(2)] ist somit

$$\alpha_d = 7{,}481_6$$

Zusammenfassung

In Systemen mit vorwiegend heteropolarer Bindung ist (jedenfalls weit unterhalb des Schmelzpunktes) die Freie Energie des Gesamtsystems vor allem durch die elektrostatischen Gitterenergien bestimmt. Ihre Diskussion ermöglicht somit das Verständnis für das Auftreten oder Nicht-Auftreten der formal möglichen Kristallphasen. Bei überschlagsweisen Betrachtungen genügt es, für die zu erwartenden Phasen die Möglichkeit der Erfüllung der Paulingschen Regeln zu verlangen; dann ist das Gitter gut elektrostatisch abgesättigt und die elektrostatische Gitterenergie ist groß.

Literatur

Baur, W. H.: Über die Verfeinerung der Kristallstrukturbestimmung einiger Vertreter des Rutiltyps. Acta crystallogr. **9**, 515—520 (1956). — Brehler, Br., u. H. G. F. Winkler: Die Struktur des K_2MgF_4. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **4**, 6—11 (1954). — Broch, E., I. Oftedal u. A. Pabst: Neubestimmung der Gitterkonstanten von KF, CsCl und BaF_2. Z. physik. Chem., Abt. B **3**, 209—214 (1929). — Dimaras, P. I.: Morphology and structure of anhydrous nickel sulphate. Acta crystallogr. **10**, 313—315 (1957). — Ehrenberg, W., u. C. Hermann: Die Raumgruppe von Kaliumsulfat. Z. Kristallogr. **70**, 163—170 (1929). — Ewald, P. P.: Die Berechnung optischer und elektrostatischer Gitterpotentiale. Ann. d. Phys. [4] **64**, 253—287 (1921). — Hoppe, R.: Über eine neue einfache Methode zur Berechnung von Madelung-Faktoren. Z. anorg. allg. Chem. **283**, 196—206 (1956). — Nacken, R.: Über Langbeinit und Vanthoffit. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. **1907**, 602—613. — Pauling, L.: The principles determining the structures of complex ionic crystals. J. Amer. Chem. Soc. **51**, 1010—1026 (1929). — Remy, H., u. F. Hansen: Röntgenographische Untersuchung des Systems KF—MgF_2. Z. anorg. allg. Chem. **283**, 277—285 (1956). — Vries, R. G. de, u. R. Roy: Fluoride models for oxide systems of dielectric interest. The systems KF—MgF_2 and AgF—ZnF_2. J. Amer. Chem. Soc. **75**, 2479—2484 (1953). — Zachariasen, W. H.: A set of empirical crystal radii for ions with inert gas configuration. Z. Kristallogr. **80**, 137—153 (1931). — Zemann, A., u. J. Zemann: Die Kristallstruktur von Langbeinit, $K_2Mg_2(SO_4)_3$. Acta crystallogr. **10**, 409—413 (1957).

Prof. Dr. Josef Zemann,
Mineralog.-Kristallograph. Institut d. Univ. Göttingen, Lotzestraße 16—18

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 96—99 (1958)

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Göttingen

Chemische Analysen und Dünnschliffausmessungen am Granit vom Wurmberg und Königskopf im Harz

Von

HANS NIEMANN

(Eingegangen am 21. Oktober 1957)

Zusammenfassung

Von zwei Graniten aus dem Brockenmassiv (Kerngranit der nördlichen Umgebung von Braunlage) wurden chemische Analysen angefertigt und die Mineralzusammensetzung qualitativ kurz beschrieben und quantitativ ausgemessen.

Vorbemerkungen

Das Brockenmassiv im Harz ist ein wahrscheinlich spätvaristischer Granitpluton, dessen Gesteine in verschiedenen Varietäten bekanntgeworden sind (ERDMANNSDÖRFFER[4, 6]). Im Gebiet von Braunlage befinden sich große z. T. in neuerer Zeit stark erweiterte Steinbrüche, deren Granit noch nicht auf seine chemische und mineralogische Zusammensetzung untersucht worden ist. Diese Untersuchungen wurden im Jahre 1956 von mir durchgeführt. Das Gestein wird im Mineralogischen Institut der Universität Göttingen vor allem für geochemische Analysen auf Spurenelemente verwendet, als Ersatz und Ergänzung für den in früheren Arbeiten benutzten „Granit von Schierke". Alle angeführten Vorkommen gehören in die *Kernzone* des Brockenmassivs (Bezeichnung auf der geologischen Karte, Blatt St. Andreasberg, mit „G"[10]). Wurmberg und Königskopf liegen aber der *Randzone* des Brockenmassivs, „Gπ", schon sehr nahe, und es erschien ebenfalls wünschenswert festzustellen, ob größere Unterschiede zwischen dem zentralen Kerngranit vom Brocken einerseits und vom Wurmberg und Königskopf andererseits bestehen.

Am Wurmberg wird der Granit in zwei übereinanderliegenden Steinbrüchen abgebaut. Sie befinden sich etwa 2,5 km nördlich der Stadt Braunlage, 250 m südwestlich der „Großen Klippe". Der Steinbruch am Königskopf liegt westlich des Wurmberges an der Straße Braunlage-Torfhaus, etwa 1 km nordwestlich der Gastwirtschaft Königskrug.

Der Granit vom Wurmberg hat eine mittlere Korngröße (Orthoklas etwa 2—3 mm; Plagioklas etwa 1—2 mm; Quarz etwa 1 mm; dunkle Gemengteile < 1 mm). Während das Gestein des unteren Bruches rötlich aussieht, ist der Granit des oberen Bruches heller. Innerhalb des unteren Bruches nimmt die Intensität des roten Farbtones von Westen nach Osten ein wenig zu. Es wurden insgesamt 6 Proben (Nr. 1—6) von je 1,5 kg Gewicht aus dem unteren Bruch entnommen, und zwar in einem Abstand von etwa 30 m, im Westen beginnend. Nach optischer Durchmusterung aller 6 Proben im Dünnschliff wurde Nr. 3 als representativ für den ganzen Steinbruch angesehen und zur Analyse bestimmt.

Der Granit vom Königskopf hat eine mittlere Korngröße, die der des Granites vom Wurmberg ähnlich ist, von Westen nach Osten wird das Gestein etwas grobkörniger. Seine Farbe ist grau. Es zeichnet sich durch eine besonders große Festigkeit aus, wodurch es u. a. zu Mühlsteinen verarbeitet werden kann. Aus dem Steinbruch am Königskopf wurden im Abstand von etwa 30 m, im Westen beginnend, insgesamt 3 Proben (Nr. 1—3) von je 1,5 kg Gewicht entnommen. Analysiert wurde die Probe Nr. 2.

Chemische Untersuchung

Das zur Analyse bestimmte Material wurde zuerst in einem Backenbrecher und dann in einer Walzenmühle zerkleinert und schließlich in einer Achatreibschale analysenfein gemahlen. SiO_2, TiO_2, Gesamt-Fe, Al_2O_3, MgO und CaO wurden nach BILTZ[1] und HILLEBRAND[9] bestimmt, Na_2O und K_2O flammenphotometrisch gemessen, Gesamtwasser nach der Methode von BRUSH-PENFIELD analysiert. Der Gehalt an MnO (kolorimetrisch), an FeO (maßanalytisch), an P_2O_5 (gravimetrisch) und an S (gravimetrisch) wurde in Sonderbestimmungen festgestellt. Der Schwefelgehalt dürfte vom Pyrit herrühren, welcher in beiden Proben mit dem Erzmikroskop nachgewiesen werden konnte.

Die beiden neu angefertigten Analysen sind in der Tabelle 1, Vertikalspalte I und II, mitgeteilt. Zum Vergleich sind aus der Literatur eine chemische Analyse des zentralen Kerngranites (III) und eine chemische Analyse des Granitporphyrs vom Südrand, $G\pi$, (IV) danebengestellt. Man erkennt, daß zwischen dem Granit aus der peripheren Zone und dem aus der zentralen Zone des Kerngranites nur geringe Unterschiede bestehen. Auch der Granit der Randzone (IV) unterscheidet sich davon nicht wesentlich.

Tabelle 1

	I Gew.-%	II Gew.-%	III Gew.-%	IV Gew.-%
SiO_2	73,34	73,83	72,67	71,95
TiO_2	0,13	0,18	Sp.	Sp.
Al_2O_3	13,32	13,24	13,44	13,29
Fe_2O_3	1,11	0,82	1,06	1,32
FeO	1,14	0,84	1,56	2,45
MnO	0,017	0,004	n. b.	n. b.
MgO	0,25	0,31	0,23	0,27
CaO	1,24	1,35	1,15	1,00
Na_2O	3,05	3,05	3,08	3,07
K_2O	5,42	5,51	5,75	4,98
P_2O_5	0,12	0,10	0,12	0,12
S	0,10	0,10	0,10*	0,04*
H_2O^+	0,82	0,96	0,88	1,20
H_2O^-	0,16	0,20		
	100,21	100,49	100,20	99,75
Korrektur S/O .	—0,03	—0,03		
	100,18	100,46		
Dichte des Gesteins (g/cm³)	$2{,}62_4$ **	$2{,}63_1$ **	2,635	2,598

Analyse I Kerngranit, Wurmberg, Probe Nr. 3, 1956. Anal.: NIEMANN.

Analyse II Kerngranit, Königskopf, Probe Nr. 2, 1956. Anal.: NIEMANN.

Analyse III Kerngranit, Steinbrüche am Schneeloch; Nordhang des Brockens. Anal.: EYME[5].

Analyse IV Granitporphyr des Südrandes, $G\pi$; Rehberger Graben östl. vom Grabenhaus. Anal.: EYME[5].

* In der Originalarbeit als SO_3 angegeben. Analyse III: 0,26% SO_3, Analyse IV: 0,10% SO_3.

** Pyknometrisch bestimmt.

An geochemischen Untersuchungen auf Spurenelemente liegen bisher die Gehalte an Zr[3] und B[8] vor:

Wurmberg, Probe Nr. 3	150 g Zr/t	35 g B/t
Königskopf, Probe Nr. 2	173 g Zr/t	70 g B/t

Es sei erwähnt, daß OTTEMANN[10] geochemische Untersuchungen an einzelnen Mineralen des Granites vom Wurmberg und vom Königskopf durchgeführt hat. BLANCK und PETERSEN[2] teilen 1924 eine chemische Analyse vom Granit des Wurmberges mit und BLANCK und MELVILLE[2] 1940 eine vom Granit des Königskopfes.

Mineralbestand

Im Handstück erkennt man als Hauptgemengteile des Granites vom Wurmberg grauen Quarz, fleischfarbigen Orthoklas sowie Plagioklas, der im unteren Bruch grau und im oberen hellgrün gefärbt ist. Weiter ist dunkler Glimmer zu erkennen. Im Granit des Königskopfes erkennt man grauen Quarz, grauweißen Plagioklas, grauen bis schwach fleischfarbigen Orthoklas und dunklen Glimmer.

Im Dünnschliff zeigen die Granite vom Wurmberg und Königskopf, daß der *Orthoklas*, der vielfach als Perthit entwickelt ist, von Einschlüssen angefüllt ist, die ihm im Schliff eine dunkelbraune Farbe geben. Man findet keine Kalifeldspäte, die völlig farblos sind. Bei den *Plagioklasen* beider Vorkommen erkennt man im Dünnschliff Serizitbildungen. Serizitfreie Plagioklase findet man nicht. Auf diese Serizitbildungen hat bereits PILLER[11] hingewiesen. Der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 15%. Er wurde in Schnitten zur symmetrischen Zone bestimmt[13]. Die *Quarze* enthalten zahlreiche Einschlüsse, die oft perlschnurartig aneinandergereiht sind. Beim *Biotit* besteht in einzelnen Mineralkörnern ein Übergang zu *Chlorit*. Eine Abgrenzung zwischen beiden Mineralkomponenten ist in solchen Fällen schwierig. Die Unterscheidung Biotit-Chlorit erfolgte durch Messung der Doppelbrechung beider Minerale mit dem Berek-Drehkompensator. Biotit und Chlorit enthalten oft Erzkörner als Einschlüsse. Als *Erz* und *Übergemengteile* kommen im Granit vom Wurmberg und Königskopf nach eigenen Beobachtungen im Dünnschliff folgende Minerale vor: Pyrit, Magnetit, Turmalin, Epidot, Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, Flußspat.

Tabelle 2

	Wurmberg, Probe 3		Königskopf, Probe 2	
	beobachtete Vol.-%	berechnete Vol.-%	beobachtete Vol.-%	berechnete Vol.-%
Orthoklas	33,6	33,2	33,2	33,0
Plagioklas	31,5	31,4	28,8	31,7
Quarz	30,4	32,0	31,4	31,4
Biotit und Chlorit .	3,6	2,5	4,0	3,0
Erz	0,7	0,5	0,5	0,4
Übergemengteile . .	0,3	0,4	0,7	0,5

Den quantitativen Mineralbestand gibt die Tabelle 2 wieder. Die Bestimmung erfolgte nach dem Punktzählverfahren von A. A. GLAGOLEV (1934), welches von F. CHAYES neu bearbeitet und beschrieben worden ist. Es wurden drei Dünnschliffe vom Wurmberg aus drei zueinander senkrecht stehenden Lagen mit insgesamt 4000 Punkten und drei Dünnschliffe vom Königskopf aus drei zueinander senkrecht stehenden Lagen mit insgesamt 3900 Punkten ausgezählt.

Die chemische Analyse wurde über die Dichten auf Volumenprozente der in der qualitativen optischen Analyse gefundenen Minerale verrechnet. Die Einlagerungen in den Feldspäten konnten bei der Berechnung nicht berücksichtigt werden. Aus der Tabelle 2 ist die befriedigende Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Volumenanteilen zu ersehen.

Eine Dünnschliffausmessung des Brockengranits von TRÖGER[14] zeigt ähnliche Werte.

Der Schwermineralgehalt des Granites vom Königskopf wurde von PILLER[12] zu 0,7% quantitativ bestimmt. Davon sind 43% Flußspat, 23% Epidot, 17% Titanit, 10% Zirkon, 3% Orthit, 2% Apatit, 1% Turmalin, <1% Anatas, <1% Rutil, <1% Granat.

Literatur

[1] Biltz, H., u. W. Biltz: Ausführung quantitativer Analysen. Stuttgart 1955. — [2] Blanck, E., u. H. Petersen: Über die Verwitterung des Granites am Wurmberg bei Braunlage im Harz. J. Landwirtsch. **71**, 181 (1924). — Blanck, E., u. R. Melville: Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands. Chem. d. Erde **13**. 99 (1940). — [3] Degenhardt, H.: Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. Geochim. et Cosmochim. Acta **11**, 279—309 (1957). — [4] Erdmannsdörffer, O. H.: Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. Jb. preuß. geol. Landesanst. **26**, 379 (1905). — [5] Erdmannsdörffer, O. H.: Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. Jb. preuß. geol. Landesanst. **27**, 341 (1906). — [6] Erdmannsdörffer, O. H.: Das Brockengranitmassiv. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern; Liefg. 240, Blatt St. Andreasberg, S. 44, 1927. — [7] *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern.* Preuß. Geol. Landesanstalt. Blatt St. Andreasberg. L. Beushausen, A. Bode, O. H. Erdmannsdörffer, K. Schlossmacher. 1927. — [8] Harder, H.: Unveröffentlicht. — [9] Hillebrand, W. F., G. E. F. Lundell, H. A. Bright and J. I. Hoffmann: Applied Inorganic Analysis. New York 1953. — [10] Ottemann, J.: Untersuchungen zur Verteilung von Spurenelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralen des Harzes. Z. angew. Mineral. **3**, 143 (1941). — [11] Piller, H.: Über Verwitterungsbildungen des Brockengranites nördlich St. Andreasberg. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **2**, 498—522 (1951). — [12] Piller, H.: Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit nördlich St. Andreasberg. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **2**, 523—537 (1951). — [13] Tröger, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1956. — [14] Tröger, W. E.: Die magmatischen Gesteine des Oberharzes. Aus: Zur Geologie, Petrographie und Mineralogie des Westharzes; S. 19. VFMG. Rossdorf bei Darmstadt 1954.

Hans Niemann, Göttingen, Mineralog.-Petrogr. Institut, Lotzestr. 16—18

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 100—107 (1958)

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Göttingen

Das Liparitvorkommen der Móskardshnjúkar auf Island

Von

GUDMUNDUR E. SIGVALDASON

Mit 3 Textabbildungen

(Eingegangen am 5. November 1957)

Zusammenfassung

Es wird ein kleines, wahrscheinlich extrusives Liparitvorkommen (Quellkuppe) in der Nähe von Reykjavik beschrieben, das auf tertiärem Plateaubasalt aufliegt.

Im Felde wurden zwei Gesteinsvarietäten beobachtet, eine helle und eine dunkle, wobei sich die helle als ein Umwandlungsprodukt, wahrscheinlich unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen der vulkanischen Nachphase, erwies. Die Umwandlung besteht hauptsächlich darin, daß eine ursprünglich vorhandene glasige Grundmasse auskristallisiert ist. Dabei wurde ein großer Teil des Eisens, Calciums und Magnesiums weggeführt.

In den äußeren Teilen des Vorkommens wurden zwei Varietäten von Sphärolithen beobachtet, nämlich Albitsphärolithe und Albit-Quarz-Sphärolithe.

Beschreibung des Vorkommens

Die Móskardshnjúkar sind der östlichste Teil des Esjagebirges, das in der Nähe von Reykjavik liegt. Es handelt sich um einige aus Liparit bestehende Gipfel, die im scharfen Gegensatz zu dem Basalt des übrigen Esjagebirges stehen. Sie liegen auf einer Linie in OW-Richtung. Die steilen Abhänge sind mit losem Gestein bedeckt. Anstehend findet man das Gestein fast nur auf dem Grat oder den höher liegenden Stellen „in situ".

Die Móskardshnjúkar bestehen aus ziemlich verschiedenartigen Gesteinen. Beim ersten Anblick kann man sie nach der Farbe in zwei Varietäten teilen, eine dunkle und eine helle, wobei die letztere die weitaus häufigste ist.

Das gesamte Vorkommen ruht auf einer tertiären Basaltdecke und ist jünger als diese, aber auf jeden Fall älter als die letzte Eiszeit.

Die Höhe der Móskardshnjúkar beträgt 807 m. Schuttbedeckung mit saurem Gestein beginnt aber erst bei ungefähr 500—600 m. In dieser Höhe befindet sich an der Südwand des Berges eine Plattform, die durch eine Kluft gut aufgeschlossen ist. Hier gibt es ein schönes Profil des Basaltes. Die Basaltdecken werden manchmal von Liparit durchsetzt.

Wegen des Gesteinsschuttes an den Abhängen konnte ich nur an einer Stelle den Kontakt zwischen Basalt und Liparit beobachten. Dieser liegt in ungefähr 700 m Höhe. Nimmt man an, daß das Basaltplateau zur Zeit der Eruption in dieser Höhe gewesen ist, so ist die Gesamtmächtigkeit des Vorkommens etwa 100 m. Verwerfungen konnte ich nicht beobachten.

Auf dem Grat des östlichen Gipfels findet man das hellere Gestein „in situ". Hier hat das Gestein eine ausgeprägte säulige Struktur und gleichzeitig eine fluidale Textur. Es zerfällt sehr stark in dünne Platten nach den Fließlinien.

Auf dem westlichen Gipfel ist das dunkle Gestein häufiger, und hier kann man auch die Lage beider Gesteinsarten gut erforschen. Das dunkle Gestein bildet große Felsbrocken an der Nordwand des Gipfels, die eine fluidale Textur besitzen und zum Teil säulig ausgebildet sind. In dem größten dieser Brocken sind die Fließlinien unten waagerecht, biegen dann aber im oberen Teil des Felsbrockens in die senkrechte Richtung um. Strömungswirbel sind ebenfalls vorhanden.

Die wichtigste Erscheinung an dieser Stelle ist die Lage der helleren Gesteinsart. In unregelmäßigen Adern wird der Fels von hellem Gestein durchsetzt. Es fällt sofort auf, daß es sich nicht um eine Intrusion in dem Sinne handelt, daß ein zweites Magma intrudiert wäre, da die säulige Struktur kontinuierlich von dem dunkleren in das hellere Gestein übergeht. Die gleiche Säule besteht teils aus dunklem, teils aus hellem Gestein.

Geht man weiter nach Westen, so wird die dunkle Gesteinsart häufiger und die hellen Adern werden schmaler.

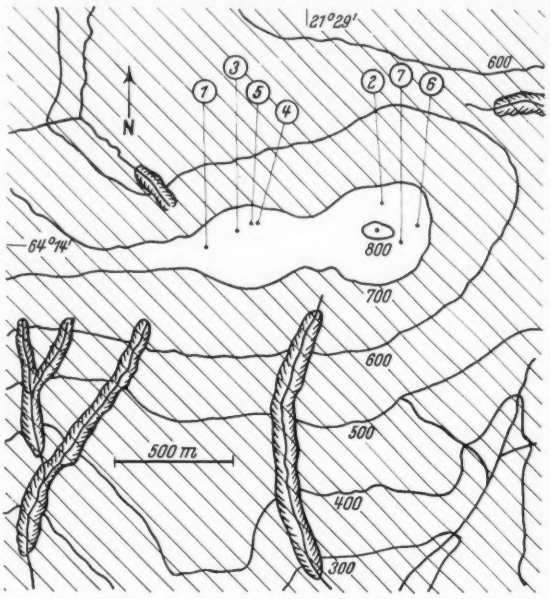

Abb. 1. Eine Skizze der Móskardshnjúkar. Basalt: schraffiert; Liparit: weiß. Nach der Karte 37. Blad N. V. Hengill

Das Gestein ist stark nach den Fließlinien zerklüftet, die hier überall senkrecht stehen. Der westlichste und niedrigste Teil des Vorkommens besteht aus einer dunklen Schicht mit sehr schön ausgebildeten Säulen, die senkrecht stehen. Diese Schicht ist im Kontakt mit dem Basalt, der direkt darunter liegt.

Betrachtet man das Vorkommen als Ganzes, so scheint es ziemlich sicher, daß es sich um eine Extrusion handelt. Ein saures Magma ist aus einer Spalte herausgequollen. Die Eruptionsprodukte haben sich über der Spalte angehäuft, weil die Viskosität der Schmelze zu hoch war, um ein Wegfließen zu ermöglichen. Die herausgequollene, sich schnell abkühlende Lava hat deshalb die Spalte gesperrt, so daß das nachströmende Magma sich einen neuen Ausweg in die darunterliegenden Basaltdecken suchen mußte. Es hat sich eine Quellkuppe gebildet, was man auch aus der Richtung der Fließlinien schließen kann.

Ältere Untersuchungen der Móskardshnjúkar

Die Móskardshnjúkar werden zum ersten Mal von Sartorius von Waltershausen und Robert Bunsen in der Beschreibung ihrer Islandreise erwähnt. Verschiedene andere Autoren führen das Vorkommen als Beispiel eines Liparitvorkommens auf Island an, aber bis auf eine Arbeit von Karl W. Schmith gibt es keine petrographische Untersuchung darüber. Die Arbeit von Schmith ist eine Abhandlung über die isländischen Liparite, und darin beschreibt er ein

Gestein der Móskardshnjúkar. Nach seiner mikroskopischen Untersuchung besteht das Gestein zum größten Teil aus einer „verschwommenen" Feldspatmasse, die in eine Grundmasse von grünlicher, kristalliner Substanz eingebettet ist. Glasige Grundmasse war in seinem einzigen Schliff nicht sichtbar. Die chemische Analyse ergab einen hohen Wassergehalt. SCHMITH nimmt an, daß das Gestein ein Umwandlungsprodukt darstelle, daß einer sekundären Einwirkung wäßriger Lösungen ausgesetzt worden ist.

Mikroskopische und röntgenographische Untersuchung der Gesteine

Die dunklen Gesteinsarten sind ziemlich einheitlich in der Zusammensetzung. Sie enthalten eine glasige Grundmasse und Plagioklasleisten, die meistens fluidal

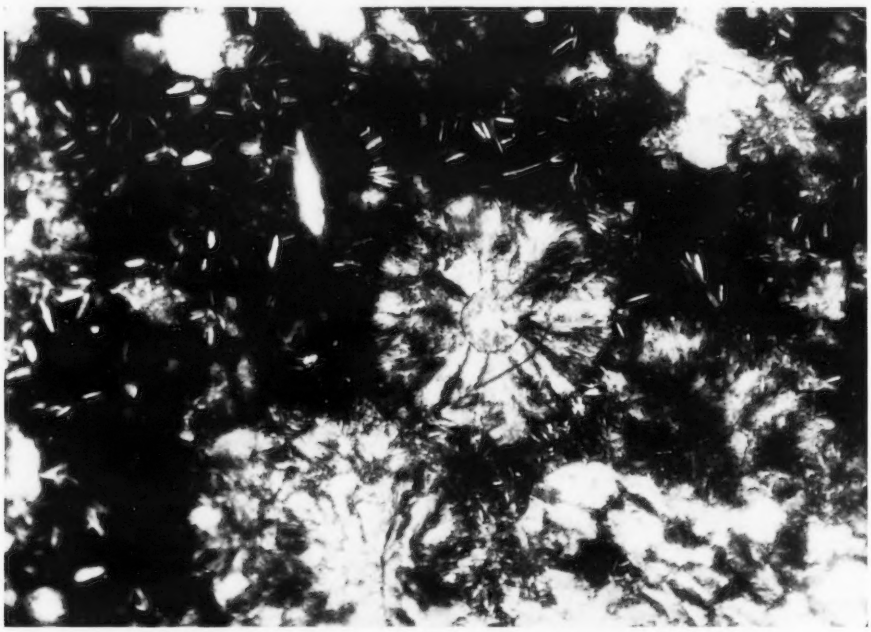

Abb. 2. Albitsphärolith. Vergr. 120×, gekreuzte Nicols

angeordnet sind. Vereinzelt treten Plagioklaseinsprenglinge auf, die meistens nach dem Albit- und Karlsbadergesetz verzwillingt sind (Oligoklas An 10—30%). Diese Plagioklase enthalten immer Glaseinschlüsse. Der An-Gehalt der Plagioklasleisten in der Grundmasse wurde auf Grund der maximalen Auslöschungsschiefe zur Längszone zu 15—20% bestimmt (TRÖGER, S. 111). Die Plagioklase sind meist idiomorph ausgebildet, obwohl an einigen Stellen Korrosionserscheinungen auftreten. Als Nebenbestandteil kommt monokliner Pyroxen vor, der wahrscheinlich reich an der Diopsidkomponente ist. Die wenigen kleinen Körner, die beobachtet wurden, zeigen eine stark gefärbte Zersetzungsrinde. Meist gemeinsam mit diesen Pyroxenen kommen Erzkörner vor.

Der größte Teil des Gesichtsfeldes wird von *sphärolithischen Gebilden* eingenommen. Es sind zwei Arten zu unterscheiden. Die erste Art (Abb. 2) hat eine schwach bräunliche Färbung und besitzt eine nahezu runde Form. Die Mitte

dieser Sphärolithe besteht aus einem runden, etwas stärker gefärbten Einschluß, der von dunklen Glaskörnern umrandet ist. Die dunklere Farbe des Einschlusses entsteht durch größeren Gehalt an Glaskörnern, die auch in feinerer Verteilung vorhanden sind als im Rand. Bei starker Vergrößerung kann man erkennen, daß der Sphärolith einen faserigen Aufbau besitzt, der in den äußeren Randzonen besser ausgebildet ist. Die einzelnen Faserbündel werden manchmal durch einen Saum von Glaskörnern umrandet. Die Auslöschungsrichtung der Fasern ist schlecht zu bestimmen, da viele Fasern im Schliff übereinanderliegen. Es scheint jedoch ziemlich sicher, daß die Auslöschung gerade ist.

Bei den oben beschriebenen Sphärolithen ist der Charakter der Hauptzone der Fasern zum größten Teil negativ. Es wurde nur ein Faserbündel mit positivem

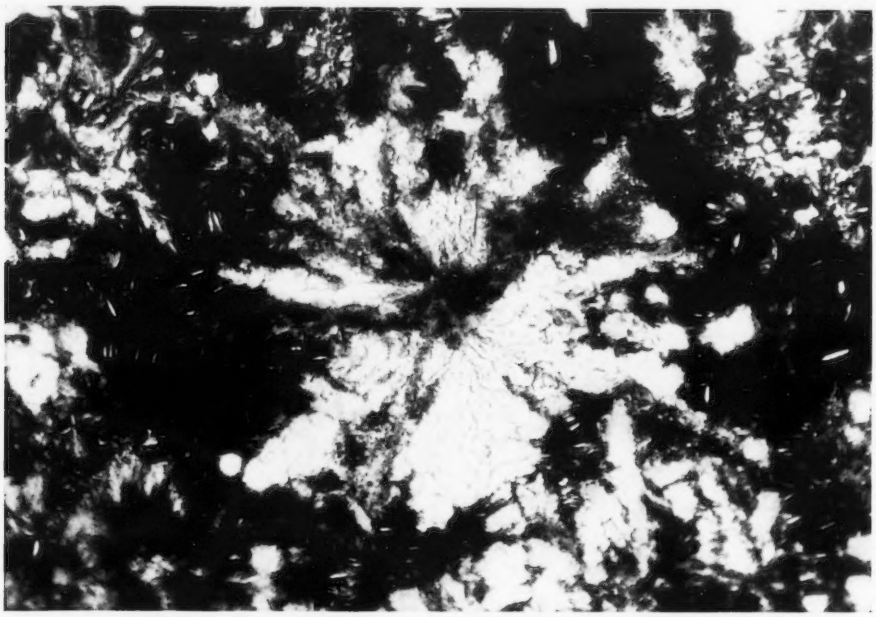

Abb. 3. Albit-Quarz Sphärolith. Vergr. 120×, gekreuzte Nicols

Charakter beobachtet. In Einzelfällen ist in ein und demselben Faserbündel ein Teil der Fasern negativ und ein Teil positiv. Die Größe der Körner beträgt 180 bis 270 μ, der Durchmesser der runden Einschlüsse 50—100 μ.

Die zweite Sphärolithenart (Abb. 3) besitzt einen etwas anderen Aufbau. Die Körner sind hier im allgemeinen größer, der Durchmesser beträgt 200—350 μ. Sie sind farblos und enthalten reichlich Glaseinschlüsse, die hier gleichmäßiger über das ganze Korn verteilt sind als bei der ersten Art. Das Glas häuft sich zu kleineren Streifen an, die radial angeordnet sind. In der äußeren Zone werden die einzelnen Faserbündel von einem Glassaum umrandet. Diese Sphärolithe haben manchmal einen aus leistenförmigem Plagioklas bestehenden Einschluß, von dem die Fasern ausgehen. Im Gegensatz zu der ersten Art ist hier eine bessere Orientierung der Einzelteile vorhanden, so daß die Fasern gleichmäßiger auslöschen. Der optische Charakter der Hauptzone ist hier im Gegensatz zu der ersten Art überwiegend positiv, negative Fasern kommen aber auch vor. Neben

den Sphäroliten sind Aggregate vorhanden, die der Zusammensetzung beider Sphärolitenarten entsprechen. Sie bestehen wie die Sphärolithe aus Faserbündeln, nur fehlt hier die radialfaserige Anordnung.

Um die Minerale dieser Sphärolithe bestimmen zu können, wurde eine röntgenographische Untersuchung durchgeführt.

Es war nicht möglich, ein eindeutiges Resultat mit einem Pulverpräparat zu erzielen, weil die Isolierung der Körner sich als sehr schwierig erwies. Eine Guinieraufnahme der gepulverten Probe M 1 ergab neben Feldspat auch Quarz, der im Dünnschliff nicht beobachtet wurde. Auch im Streupräparat wurden nur Körner mit der Lichtbrechung von 1,530—1,535 gefunden. Eine nähere Untersuchung wurde mit der Kegelkamera ausgeführt (BRAITSCH). Das Aufnahmeverfahren erlaubt eine völlige Isolierung der Körner, aber eine gewisse Ungenauigkeit der erzielten *d*-Werte muß in Kauf genommen werden. Es stellte sich heraus, daß die schwach gefärbten Sphärolithe nur aus Feldspat bestehen, und zwar aus einem sauren Plagioklas. Wegen der ungenauen *d*-Werte kann an Hand der Röntgenaufnahmen keine genauere Angabe über seine Zusammensetzung gegeben werden. Die zweite Sphärolithenart ergab neben den vorhergenannten Plagioklaslinien auch Quarzlinien. Die Intensitätsverhältnisse deuten auf einen überwiegenden Plagioklasanteil hin.

Die Lichtbrechung der Sphärolithkomponenten von 1,530 schließt einen höheren An-Gehalt als 10% aus, so daß man bei der ersten Art wohl von einem Albit sprechen kann und von Albit-Quarz-Verwachsungen bei der zweiten.

Bei beiden Sphärolithenarten wurde eine Einordnung in die fluidale Textur beobachtet, die auf eine Bildung in dem noch flüssigen Magma schließen läßt.

Bei den dunklen Gesteinsarten beobachtet man hie und da eine schwache Polarisation der Glasbasis, auch haben sich an einigen Stellen Hohlräume im Glas gebildet, die mit sekundären Mineralen ausgekleidet sind.

Die hellen Gesteinsvarietäten sind durch eine völlige Auskristallisation der Glasbasis gekennzeichnet. Die Textur ist überall fluidal. Die Plagioklaseinsprenglinge sind meistens stark korrodiert und an vielen Stellen vollständig aufgelöst. Pyroxene wurden nicht beobachtet. Als sekundäre Minerale kommen kleine Schuppen von Glimmer sowie Hohlräumefüllungen durch ein schwach doppelbrechendes Mineral (vielleicht ein Zeolith) vor. Als sekundäre Ausscheidungen aus dem Glas wurden in den hellen Adern am westlichen Gipfel auch größere Individuen von Quarz gefunden. In diesen Adern ist auch eine Mobilisierung des Eisens auffällig, welches anscheinend an einigen Stellen aufgelöst und an anderen wieder ausgeschieden worden ist, wie an Schlieren von Hämatitblättchen zu erkennen ist.

Wie bei der dunklen Varietät sind die Sphärolithe auch der Hauptbestandteil der hellen Gesteinsart. Eine Ausnahme bildet die Hauptmasse des östlichen Gipfels, dessen mittlerer Teil keine Sphärolithe führt. Bei den hellen Gesteinsarten sind die Sphärolithe meistens trüb und nebelig. Häufig werden sie von einer hellen Feldspatmasse umgeben, die sehr viel weniger Einschlüsse als die Sphärolithe enthält. In einer der Adern am westlichen Gipfel wurden neben den trüben Gebilden auch frische Sphärolithe bzw. Faseraggregate beobachtet, die wahrscheinlich eine Neubildung darstellen. Diese Neubildungen sind ausschließlich Albit-Quarz-Verwachsungen.

Die sphärolithfreien Gesteine am östlichen Gipfel enthalten eine größere Anzahl von Oligoklaseinsprenglingen als die übrigen Gesteine des Vorkommens. Diese Einsprenglinge sind nicht verzwillingt. Auch scheint Quarz primär ausgeschieden zu sein. Eine sehr starke Korrosion der Körner ist auffällig.

Die folgende Tabelle 1 zeigt die annähernde quantitative Zusammensetzung von 7 Gesteinsproben, deren Lage im Liparitvorkommen aus Abb. 1 zu entnehmen ist. Die Bestimmung wurde nach dem Punktzählverfahren durchgeführt.

Tabelle 1. *Modale Zusammensetzung der Gesteine*

	Probe						
	M 1	M 2	M 3	M 4	M 5	M 6	M 7
	Farbe						
	dunkelgrau	dunkelgrau	hellgrau	hellgrau	grauweiß	grauweiß	weiß
Glas	27,0	26,8	—	—	—	—	—
Kristalline Grundmasse .	—	4,7	37,6	40,1	15,1	53,5	65,0
Plagioklaseinsprenglinge .	1,4	0,9	0,3	0,3	Sp.	0,3	13,8
Plagioklasleisten	6,0	5,8	2,1	4,3	0,3	4,3	5,2
Albitsphärolith	18,6	12,2	51,8	0,3	—	—	—
Albit-Quarz-Sphärolith .	45,6	48,7	8,2	55,0	67,4	41,6	—
Quarz	—	—	—	—	13,2	—	16,0
Erz	1,4	0,9	Sp.	Sp.	4,0	0,3	Sp.

Die Probe M 4 entstammt einer der hellen Adern, und zwar von deren Rand, während die Probe M 5 der Mitte derselben Ader entnommen wurde.

Die Zunahme der kristallinen Grundmasse bei den hellen Gesteinsarten ist teils zufällig, teils beruht sie darauf, daß wegen der Trübung der Sphärolithe eine Entscheidung zwischen Sphärolith und Grundmasse oft sehr schwierig war. In solchen Fällen wurde der Punkt zu der Grundmasse gezählt. Die Werte für die Sphärolithkomponente setzen sich sowohl aus den radialfaserigen als auch aus den unorientierten Faseraggregaten zusammen. Die Albit-Quarz-Verwachsungen sind die häufigsten. Eine Ausnahme bildet die Probe M 3.

Chemische Analysen der Gesteine

Tabelle 2 zeigt die chemische Zusammensetzung von 3 Gesteinsproben und die aus den Gewichtsprozenten berechneten Kationenprozente (Barth). Die Analyse von Schmith ist in der letzten Reihe angegeben.

Die Analyse M 1 entspricht der Zusammensetzung eines durchschnittlichen isländischen Liparites. Der kieselsäurereichste Liparit von Island, der bisher analysiert worden ist, stammt von Arnarnípa bei Laxá mit 78,95% SiO_2. Der kieselsäureärmste ist der postglaciale Lavastrom Namshraun mit 62,72% SiO_2 (Bäckström). Der Liparit von Móskardshnjúkar liegt ungefähr in der Mitte zwischen diesen Extremen. Chemisch gesehen gleicht er dem des 70 km entfernten Vorkommens der Baula in Borgarfjördur (Rutten und van Bemmelen). Charakteristisch ist das Vorherrschen des Natriums über das Kalium, was in fast allen isländischen Lipariten beobachtet worden ist.

Den Übergang von den dunklen zu den hellen Gesteinsarten kann man auch in der Änderung der chemischen Zusammensetzung verfolgen, die auf Grund der Kationenprozente am besten zu sehen ist. Unter der Annahme eines einheitlichen Ausgangsmaterials kann man diese Veränderungen nur durch Wegfuhr bzw. Anreicherung einzelner Elemente erklären. Im Bereich von p_H 5—8 wird Aluminium durch zirkulierende Wässer zumindest nicht in echter Lösung forttransportiert. In den vorliegenden Analysen ist der Aluminiumgehalt annähernd konstant, und es scheint deshalb gerechtfertigt, das Verhalten anderer Komponenten im Verhältnis zu diesem Element zu interpretieren. Unter dieser Annahme wird ersichtlich, daß Eisen, Calcium und Magnesium relativ abnehmen bzw. weggeführt werden, während Kieselsäure zunimmt.

Tabelle 2

	M 1		M 6		M 7		SCHMITH
	Gew.-%	Kation-%	Gew.-%	Kation-%	Gew.-%	Kation-%	Gew.-%
SiO_2	72,41	70,0	74,80	71,5	77,21	74,1	68,400
TiO_2	0,37	0,4	0,21	0,2	0,26	0,2	—
Al_2O_3	12,35	14,1	12,97	14,6	12,53	14,2	16,888
Fe_2O_3	1,48	1,1	0,48	0,3	0,24	0,2	2,952
FeO	1,38	1,1	0,24	0,2	0,12	0,1	—
CaO	1,18	1,2	1,94	2,0	0,55	0,6	1,500
MgO	0,11	0,2	0,11	0,2	0,04	0,1	Sp.
P_2O_5	0,00	—	0,00	—	0,00	—	—
MnO	0,08	0,1	0,00	—	0,00	—	—
Na_2O	4,45	8,3	4,17	7,7	4,43	8,3	4,250
K_2O	2,78	3,5	2,70	3,3	1,83	2,2	3,980
H_2O^+	2,38	—	1,37	—	0,41	—	1,940
H_2O^-	1,28	—	1,37	—	2,32	—	
	100,25	100,0	100,36	100,0	99,94	100,0	98,910

Tabelle 3. *Normative Zusammensetzung*

	M 1	M 6	M 7
Orthoklas	17,5	16,5	11,0
Albit	41,5	36,5	41,5
Anorthit	6,0	9,0	3,0
Quarz	32,2	36,9	41,4
Korund			2,5

Die Tabelle 3 zeigt den normativen Feldspat- und Quarzbestand. Es stellt sich heraus, daß bei M 1 und M 6 alles Aluminium mit dem gesamten Alkali- und Calciumgehalt benötigt wird, um die Feldspäte zu bilden, während M 7 einen Überschuß an Aluminium hat.

Der Vergleich der normativen und modalen Zusammensetzung der Gesteine wird wegen der unbekannten Zusammensetzung des Glases erschwert bzw. unmöglich gemacht. Unter der Annahme, daß das Glas in M 1 nur aus SiO_2 besteht, ist ein Minimalwert für den Quarzgehalt der Albit-Quarz-Sphärolithe zu berechnen. Aus der Differenz 32,2% normativer Quarz minus 27,0% Glas als SiO_2 gerechnet = 5,2% Quarz, ergibt sich bei 45,6% Albit-Quarz-Sphärolithen 11,4% Quarz in diesen. Der tatsächliche Wert kann nach den Röntgendaten kaum viel höher liegen.

Deutung des Liparitvorkommens

Aus der mikroskopischen Untersuchung und der Feldbeobachtung geht hervor, daß das dunkle Gestein dem frischen Eruptionsprodukt entspricht, während das helle ein Umwandlungsprodukt darstellt. Das dunkle Gestein

tritt am häufigsten in den äußeren Zonen des Vorkommens auf. Je näher man dem höchsten Gipfel kommt, desto häufiger wird das helle umgewandelte Gestein. Der höchste Gipfel besteht dann ausschließlich aus diesem. Die Vermutung liegt deshalb nahe, daß nach Beendigung der Erruption eine hydrothermale Nachphase das Gestein verändert hat. Die chemischen Analysen zeigen, daß das Eisen, Calcium und Magnesium stark abnehmen, während der Aluminiumgehalt und der Alkaligehalt konstant bleiben. Das Eisen, das zum größten Teil in der Glasbasis vorhanden ist, wird am stärksten abgeführt, weil die Glasbasis am meisten durch die hydrothermalen Lösungen beeinflußt wird. Eine vollständige Kristallisation des Glases ist wahrscheinlich auch eine Folge dieses Vorganges, wobei größere Individuen von Quarz auftreten. Wenn man annimmt, daß die Eruptionsprodukte die Form einer Quellkuppe angenommen haben, wird ersichtlich, daß die inneren Teile der Kuppe und die, die direkt über dem Krater lagen, am stärksten verändert wurden, während die äußeren Schichten bis auf kleine Adern unbeeinflußt blieben.

Bemerkenswert ist, daß das Gestein, das die Hauptmasse des östlichen Gipfels bildet, keine Sphärolithe führt. Die Sphärolithe sind eine besondere Wachstumserscheinung. Meines Wissens sind Sphärolithe nur in extrusiven liparitischen Gesteinen beobachtet worden. Von Island sind zwei Vorkommen beschrieben. Einmal in dem postglacialen liparitischen Lavastrom von Hrafntinnuhryggur und einmal in Híldarfjall bei Mývatn (Bäckström). Es soll damit nicht gesagt werden, daß dies ein Beweis für den extrusiven Charakter der Móskardshnjúkar ist, aber es könnte einen Hinweis geben. Wenn dies der Fall ist, läßt sich auch das Fehlen von Sphärolithen im Kern der Kuppe erklären, der bei dieser Annahme durch die äußeren Schichten isoliert wird, so daß die Wärmeabgabe langsamer wird und die Kristallisation zu größeren Individuen führt.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Correns, danke ich für die Überlassung dieser Arbeit und für sein stetes förderndes Interesse. Frl. Dr. Schneiderhöhn, Herrn Dr. Wedepohl und Herrn Dr. Braitsch danke ich für viele gute Ratschläge.

Literatur

Bäckström, H.: Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite. Geol. Fören. Stockholm Förh. **13**, 637—682 (1891). — Barth, T. F. W.: Theoretical Petrology. New York 1952. — Braitsch, Otto: Über die natürlichen Faser- und Aggregationstypen beim SiO_2, ihre Verwachsungsformen, Richtungsstatistik und Doppelbrechung. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 331—372 (1957). — Hillebrand, W. F., and G. E. F. Lundell: Applied inorganic analysis. New York 1953. — Rutten, M. G., and R. W. van Bemmelen: The Baula, a rhyolitic intrusion in western Iceland. Geolgie en Mijnbouw **17**, 143—162 (1955). — Schmith, K. W.: Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. Z. dtsch. geol. Ges. Berlin 1885. — Tröger, W. E.: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1953.

Gudmundur E. Sigvaldason, Mineral.-Petrograph. Institut der Univ. Göttingen

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 108—111 (1958)

Bemerkung zu dem „Serpentintalk" aus dem Zechsteinanhydritprofil der Erdgasbohrung Frenswegen 3 im Emsland[1]

Von

H. J. Höhling

(Eingegangen am 13. Januar 1958)

Zusammenfassung

Im folgenden werden die Röntgendaten — mit Einschränkung auch die Brechungsindizes — des von H. Füchtbauer und H. Goldschmidt untersuchten „Serpentintalks" den Untersuchungsergebnissen eigener Talksyntheseprodukte[2] gegenübergestellt. Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung. Die Talksynthesen wurden im Hinblick auf semisalinare Mineralbildungen in Salzlagerstätten bei „milden" Metamorphosebedingungen durchgeführt. Ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen der thermischen Zersetzung und der Differentialthermoanalyse, wie sie von H. Füchtbauer und H. Goldschmidt durchgeführt wurden, war nicht möglich, da die Reaktionsprodukte nicht nach diesen Methoden untersucht werden konnten. Für eine nähere Bestimmung des „Serpentintalks"" wäre eine Gegenüberstellung weiterer Untersuchungsergebnisse sehr wichtig.

Der Befund von H. Füchtbauer und H. Goldschmidt über das talkartige Mineral

In der Abhandlung über das Zechsteinanhydridprofil der Bohrung Frenswegen 3 wurden dunkle, schichtige Lagen mit Montmorillonit im untersten Teil des Profils und einem talkartigen Mineral in den oberen Lagen als Besonderheiten näher behandelt. Auf Grund der Untersuchungsergebnisse, von denen die röntgenographischen auf Talk, die anderen mehr auf Serpentin hinwiesen, wurde das Mineral von den Autoren als „Serpentintalk" bezeichnet. Es wurde nur in Verbindung mit Dolomit gefunden.

Es wurde chemisch, optisch, röntgenographisch durch thermische Zersetzungsversuche sowie nach der Differentialthermoanalyse untersucht. Wegen des nachfolgenden Vergleichs seien die wichtigsten Untersuchungsergebnisse noch einmal kurz wiedergegeben.

a) Die *chemische Analyse* des Minerals einer besonders reinen Probe ergab:

33,35% MgO	gegenüber:	31,9% MgO
52,23% SiO_2		63,4% SiO_2
12,35% H_2O		4,7% H_2O

für die formelmäßige Zusammensetzung des Talks. Nach einer für diese Werte ermittelten chemischen Formel ergäbe sich eine Zwischenstellung zwischen Serpentin und Talk.

b) Die Werte für die *Doppelbrechung* mit:

$n_\alpha \sim 1{,}55$; $n_\beta \sim n_\gamma \sim 1{,}56$ für Proben des oberen Teils und
$n_\alpha \sim 1{,}53$; $n_\beta \sim n_\gamma \sim 1{,}54$ für Proben des unteren Teils

der Schichtfolge zeigten nach Auffassung der Autoren eine gute Übereinstimmung mit Serpentin.

c) Auch die Ergebnisse der *Differentialthermoanalyse* mit einer starken endothermen Reaktion bei 620/30° C und einer scharfen exothermen Reaktion bei 780/88° C (bei einer Aufheizgeschwindigkeit von 3—4°/min) deckten sich gut mit denen eines Antigorits von Kraubath und eines Serpentins von Schmiedeberg in Sachsen.

d) Überraschenderweise zeigten die Röntgenaufnahmen nicht die charakteristische Serpentinlinie bei 7,3 Å sondern — neben Linien von Anhydrit, Cölestin und Dolomit — nur Talklinien.

Während alle Proben die charakteristischen Talklinien mit:

$$d = 9{,}35 \text{ Å}$$
$$= 4{,}52 \text{ Å}$$
$$= 3{,}12 \text{ Å}$$

zeigten, ergab eine besonders reine Probe ein noch linienreicheres Talkdiagramm mit:

d =	9,37 Å stst	002
	4,65 Å ms	004
	4,54 Å m	020
	3,12 Å st	006
	2,99 Å ss	
	2,80 Å s	
	2,58 Å ms	
	2,46 Å m	
	1,87 Å ss	0010
	1,84 Å ss	
	1,52 Å m	060

e) *Erhitzungsversuche* an 2 Proben ergaben für die eine ein Verschwinden der 9 Å-Linie bei 750° C, während sie bei der anderen noch erhalten blieb und erst bei der nächst höheren Untersuchungstemperatur (850° C) verschwand und eine Linie mit $d = 2{,}51$ Å auftrat.

Nach der zuerst durchgeführten Röntgenuntersuchung wurde das Mineral als eine, wenn auch noch unvollständige, Talkbildung angesehen. Da die Ergebnisse der nachfolgenden Untersuchungsmethoden aber auf Serpentin hinwiesen, wurde dieser Zwischenstellung in den Eigenschaften durch die Bezeichnung „Serpentintalk“ Rechnung getragen.

Vergleich der röntgenographischen – und z. T. optischen – Untersuchungsergebnisse mit den Werten eigener Talksyntheseversuche

Zur Klärung einer möglichen semisalinaren Talkbildung in Salzlagerstätten bei „milden“ Metamorphosebedingungen (niedrige Temperatur; niedriger Druck) wurden eigene Talksyntheseversuche durchgeführt. Bei Temperaturen zwischen 100° und 300° C wurden SiO_2-Gel (gealtert), Quarz (feinkristallin), $Na_2Si_2O_5 \cdot 2H_2O$ und Wasserglas (flüssig bzw. gallertig-fest) der Einwirkung Mg^{2+}-haltiger Lösungen ausgesetzt. Entsprechend Reaktionstemperatur und Reaktionsdauer ergaben sich verschiedene Bildungsstufen, angefangen von Produkten mit nur 2 schwachen Linien bis herauf zu solchen mit fast sämtlichen Linien einer Talkvergleichssubstanz.

Die zahlreichen Reaktionsprodukte wurden vorwiegend röntgenographisch nach dem Debye- und Guinier-Verfahren untersucht. Einer ersten Übersicht

halber wurden sie auf Grund der Zahl und Intensität der Debyelinien in 3 Bildungsstufen eingeteilt:

Gruppe 1 = „Talk"
Gruppe 2 = „Talkprodukt"
Gruppe 3 = „Hinbildung zum Talk" bzw. nur „schwache Umbildung".

Die Substanzen wurden als „Talk" bezeichnet, wenn das Talkdiagramm gut ausgebildet war, vor allem die charakteristische 9 Å-Linie und weiterhin auch die schwächeren Talkreflexe auftraten. War der 9 Å-Reflex nur diffus angedeutet, fehlten weiterhin eine Reihe der schwächeren Linien und traten die starken und mittleren Reflexe mit abgeschwächter Intensität auf, wurde das Reaktionsprodukt in die Gruppe der „Talkbildungen" eingestuft. Für einen Vergleich mit dem Blättchenmineral bieten sich die Bildungen der Gruppe 1 an, die insgesamt noch mehr Linien (~ 18—20 Linien) aufweisen als die angeführte, untersuchte Substanz des „Serpentintalks"; auch scheinen ihre Diagramme etwas intensitätsstärker zu sein. Untersuchungen mit zweigeteilter Guinierkamera ergaben, daß die Linien der Syntheseprodukte dieser Gruppe keine so starke Intensität besaßen wie die Talkvergleichssubstanz, so daß sie als Talkbildungen bezeichnet wurden, die noch nicht voll durchreagiert sind.

Die nachfolgende Tabelle zeigt eine gute Übereinstimmung der Linien. Die starken, mittleren und zum Teil auch schwächeren Reflexe konnten einwandfrei zugeordnet werden. In Zweifelsfällen wurden bei schwächeren Reflexen (wegen der ungenaueren Vermeßbarkeit der schwachen Linien) die Werte für die Syntheseprodukte nicht eingetragen. Die beiden Reflexe des „Serpentintalks" bei $d = 4{,}54$ und 4,65 fielen bei den eigenen Syntheseprodukten in einer Linie zusammen. In Spalte 3 der Tabelle wurden auch die oberhalb $d = 1{,}52$ liegenden Reflexe eines „Talkprodukts" eingetragen. Beide Syntheseprodukte zeigten noch Reflexe unterhalb $d = 1{,}52$, die bei dem „Serpentintalk" nicht mehr registriert wurden.

Tabelle 1

Probe Frenswegen Å	I	Syntheseprodukte der Gruppe 1 „Talk" Å	I	Syntheseprodukte der Gruppe 2 „Talkprodukt" Å	I
9,37	stst	9,5	stst	9,5	(diff.)
4,65	ms	4,6	stst	4,6	st
4,54	m				
3,12	st	3,13	stst	3,14	st (diff.)
2,99	ss				
2,8	s				
2,58	ms	2,63	m		
2,46	m	2,48	st	2,48	st
1,87	ss	1,89	s		
1,84	ss	1,82	ss		
1,52	m	1,53	st	1,52	st
		weitere Linien vorhanden		weitere Linien vorhanden	

Von den Proben des „Serpentintalks" konnten die Hauptbrechungsindizes bestimmt werden. Die Doppelbrechung war niedriger als beim Talk und zeigte nach den Autoren eine gute Übereinstimmung mit den Werten für Serpentin. Da bei den Syntheseprodukten die unter dem Mikroskop sichtbaren Teilchen meist Aggregate kleinerer Kristalle waren, ließen sich die Hauptbrechungsindizes nicht bestimmen, sondern jeweils nur „mittlere" Brechungsindizes mit Hilfe der Immersionsmethode feststellen. Deswegen ist hier ein voller Vergleich nicht möglich. Doch die besten Syntheseproben der Gruppe 1 zeigten „mittlere"

Brechungsindizes, die gleichmäßig um den Wert 1,55 lagen, also unterhalb der Werte für normalen Talk und in dem Bereich der Werte, die für die Hauptbrechungsindizes des „Serpentintalks“ gefunden wurden. Nur sie besaßen eine sehr schwache, undulöse Auslöschung, also sehr geringe Doppelbrechung. Da thermische Zersetzungsversuche und Untersuchungen nach der Differentialthermoanalyse an den Syntheseprodukten nicht durchgeführt werden konnten, fehlen hier Vergleichsmöglichkeiten. Die Ergebnisse der chemischen Analyse lassen sich weiterhin nicht vergleichen; der in bezug auf die Talkformel geringere Mg- und höhere SiO_2-Gehalt der Reaktionsprodukte ist darauf zurückzuführen, daß die SiO_2-Substanz in der relativ kurzen Reaktionszeit noch nicht völlig umgebildet wurde. Zu einem eingehenderen Vergleich müßten die Syntheseprodukte noch nach den genannten Methoden untersucht werden, was wahrscheinlich nicht mehr möglich ist, wegen der geringen Substanzmenge, die bei den Versuchen benutzt wurde.

Somit läßt sich vorläufig nur feststellen, daß das Röntgendiagramm des „Serpentintalks“ mit denen der besten Talksyntheseprodukte sehr gut übereinstimmt und auch die Brechungsindizes — bei eingeschränkter Vergleichsmöglichkeit — in demselben Größenbereich liegen.

Literatur

[1] Füchtbauer, H., u. H. Goldschmidt: Ein Zechsteinanhydridprofil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 187 (1956). — [2] Höhling, H. J.: Versuche zu Talksynthesen im Hinblick auf semisalinare Bedingungen. Diss. Kiel, Mineral.-Petrogr. Inst. 1957.

Dr. H. J. Höhling, Kiel, Mineralogisches Institut der Universität

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 112—138 (1958)

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Erlangen

Das Problem Akmit—Ägirin

Von

KARL-HEINZ SCHÜLLER

Mit 22 Textabbildungen

(Eingegangen am 30. September 1957)

Inhaltsübersicht

Seite

I. Einleitung und Problemstellung 112
II. Literaturübersicht 113
III. Allgemeine Bemerkungen zur präparativen Darstellung der Pyroxene 115
IV. Beschreibung der einzelnen Versuche 117
1. Darstellung von $NaFe^{III}Si_2O_6$ 117
2. Darstellung von $NaCr^{III}Si_2O_6$ 118
3. Darstellung von $NaV^{III}Si_2O_6$ 118
4. Einbau von Ca^{2+} und einem weiteren 2wertigen Kation in den Akmit 119
a) Einbau von Ca^{2+} und Mg^{2+} S. 119. — b) Einbau von Ca^{2+} und Fe^{2+} S. 119. — c) Einbau von Ca^{2+} und Mn^{2+} S. 121. — d) Einbau von Ca^{2+}, Fe^{2+} und Mn^{2+} S. 121. — e) Einbau von Ca^{2+} und Co^{2+} S. 122. — f) Einbau von Ca^{2+} und Ni^{2+} S. 122. — g) Einbau von Ca^{2+} und Zn^{2+} S. 122
5. Ersatz des Fe^{3+} im Akmit durch Ti^{4+} und ein 2wertiges Metallion 123
a) Einbau von Ti^{4+} und Mg^{2+} S. 123. — b) Einbau von Ti^{4+} und Mn^{2+} S. 123. — c) Einbau von Ti^{4+} und Fe^{2+} S. 123. — d) Einbau von Ti^{4+} und Zn^{2+} S. 123
6. Ersatz des Fe^{3+} im Akmit durch Zr^{4+} und Fe^{2+} 123
7. Einbau von Cd^{2+} und einem weiteren 2wertigen Kation in den Akmit 124
a) Einbau von Cd^{2+} und Mg^{2+} S. 124. — b) Einbau von Cd^{2+} und Mn^{2+} S. 124. — c) Einbau von Cd^{2+} und Fe^{2+} S. 124. — d) Einbau von Cd^{2+} und Co^{2+} S. 125. — e) Einbau von Cd^{2+} und Zn^{2+} S. 125
8. Ergebnisse aus den Schmelzversuchen 125
V. Absorptionsmessungen 126
1. Meßapparatur 126
2. Fehlerbetrachtung 127
3. Beschreibung der verwendeten synthetischen Proben 128
4. Ergebnisse bei synthetischen Proben 129
5. Vergleich mit natürlichen Pyroxenen 132
6. Beschreibung der Schliffe mit natürlichen Ägirinen 132
VI. Röntgenographischer Teil 134
Zusammenfassung 137
Literatur 138

I. Einleitung und Problemstellung

In der Pyroxengruppe nehmen die Alkalipyroxene eine besondere Stellung ein, denn bei der normalen Kristallisation eines Magma geht das Alkali im wesentlichen in die Feldspäte, während die Pyroxene vorwiegend die 2- und 3wertigen Kationen aufnehmen. Die Bildung der Alkalipyroxene weist also auf einen Alkaliüberschuß im Magma hin.

Bei den natürlichen Pyroxenen handelt es sich fast immer um Mischkristalle zwischen den theoretischen Endgliedern, wobei Kristalle komplizierter Zusammensetzung entstehen können. Bei den Alkalipyroxenen ergibt die Analyse stets einen

Gehalt an 2wertigen Kationen, so daß es sich hier stets um Mischglieder zum Diopsid oder Hedenbergit hin handelt.

Das reine Endglied $NaFe^{III}Si_2O_6$ ist in der Natur nicht vertreten. Die dieser Grenzzusammensetzung nahekommenden Mischglieder treten in 2 Varietäten auf, die sich vor allem durch ihre Farbe unterscheiden, wobei es jedoch bisher nicht gelungen ist, den Unterschied in der Farbe auf die chemische Konstitution zurückzuführen.

Im Rahmen der am hiesigen Institut durchgeführten Untersuchungen über Pyroxene wird in der vorliegenden Arbeit durch den Vergleich von synthetischen Kristallen mit natürlichen Pyroxenen geklärt, in welchem Verhältnis das reine Endglied zu den natürlichen Mineralen steht, besonders mit welchem Namen es zu belegen ist und wie sich die Mischkristallbildung mit geringen Mengen anderer Pyroxene auf die Farbe auswirkt.

II. Literaturübersicht

Die zuerst von Berzelius beschriebenen Minerale Akmit und Ägirin werden seit der Ermittlung der gemeinsamen Formel $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ durch Tschermak als 2 Varietäten des gleichen Minerals behandelt, wobei es nach Strunz üblich ist, die im Dünnschliff braun durchsichtigen Kristalle als Akmit, die grün durchsichtigen als Ägirin zu bezeichnen.

Trotz dieser chemischen Ähnlichkeit hat es nicht an Versuchen gefehlt, charakteristische Unterschiede zwischen beiden Arten zu finden.

Brögger hat sich bei seinen Untersuchungen im Oslogebiet auch mit den dortigen Vorkommen von Akmit und Ägirin befaßt und beschreibt sehr eingehend die gemeinsamen Merkmale und Unterschiede. Aus seinen sehr ausführlichen Untersuchungen sei das Wesentliche entnommen:

Das Achsenverhältnis ist für beide Varietäten sehr ähnlich, jedoch zeigen die von Brögger untersuchten Akmite Zonarbau, wobei ein grüner Kern von braunen Randpartien umgeben ist. Da die braune Substanz nur auf bestimmten Flächen auftritt, ist eine genaue Vermessung der Flächenwinkel nur für die grüne Substanz möglich.

In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle bildet Akmit Zwillinge, während Ägirin im allgemeinen als Einzelkristall vorliegt. Akmit und Ägirin haben eine Reihe von Flächen gemeinsam, während andere Flächen nur bei einer Varietät auftreten und bei der anderen stets fehlen; so sind die Flächen $(31\bar{1})$ und (261) für Akmit, (592) für Ägirin charakteristisch.

Auch in der Analyse findet Brögger Unterschiede, wobei der Akmit einen größeren Anteil an theoretischem Akmitmolekül besitzt.

Akmit ist äußerlich braun und hat schwachen Pleochroismus, Ägirin ist äußerlich grün und zeigt starken Pleochroismus. An den optischen Eigenschaften ist bemerkenswert, daß Akmit und Ägirin im Gegensatz zu allen anderen Mineralen der Pyroxengruppe 2achsig negativ sind.

Akmit tritt viel seltener auf als Ägirin.

Auch in neuerer Zeit wurden Versuche unternommen, charakteristische Merkmale für Akmit und Ägirin zu finden und besonders die Unterschiede in der Farbe auf eine verschiedene chemische Konstitution zurückzuführen. Washington und Merwin haben untersucht, inwieweit die Farbe durch seltene Elemente bedingt ist und die Hypothese aufgestellt, daß im braungelben Akmit ZrO_2, Ce_2O_3 und Oxyde anderer seltener Erden vorhanden sind, während sie im grünen Ägirin fehlen. Obwohl eine Tendenz in dieser Richtung zu erkennen war, ist der strenge Beweis für diese Ansicht nicht gelungen.

GROUT beschreibt ein Vorkommen von Akmit in Minnesota und kommt auf Grund seiner eigenen Analysen und der von WASHINGTON und MERWIN zu dem Schluß, daß die braune Farbe des Akmit durch die Anwesenheit von Mn im Gitter bedingt sei, während bei Fehlen einer größeren Menge von Mn die grüne Farbe auftritt.

Akmite mit einem Pleochroismus von rosa nach hellblau werden bei DE VILLIERS beschrieben. Der außerordentliche Pleochroismus wird auf die Anwesenheit geringer Mengen $NaMn^{III}Si_2O_6$ zurückgeführt.

Nach den Untersuchungen von WASHINGTON und MERWIN an natürlichen Kristallen sind Akmit, Diopsid und Hedenbergit in allen Verhältnissen mischbar. Für die Benennung schlagen sie vor, daß die Mischglieder dann mit dem Namen der reinen Komponente zu belegen sind, wenn diese in dem betreffenden Mineral zu mehr als 80% vorliegt.

Hingegen wählt TRÖGER (2) als Grenze zwischen Akmit und Ägirinaugit $Na_{0,75}Fe^{3+}_{0,75}$, da bei einem Mischkristall dieser Zusammensetzung die Auslöschungsschiefe $X \wedge c$ gerade 0° ist.

SABINE schlägt als Grenze $Na_{0,45}Fe^{3+}_{0,45}$ vor, wobei die Akmite und Ägirine dann optisch negativ sind, während die Ägirinaugite positiv sind.

Versuche zur Synthese von Akmit verliefen bis zum Ende des 19. Jahrhunderts stets erfolglos; in allen Fällen erstarrte die Schmelze glasig, auch wenn natürlicher Akmit umgeschmolzen wurde. Die Synthese gelang schließlich BÄCKSTRÖM und später WEYBERG(1) aus Kieselsäure, Eisenoxyd und Soda, wobei neben den Ägirinnadeln Eisenoxyde vorlagen. WEYBERG hat außerdem analoge Versuche zur Darstellung eines Natrium-Chromsilikates durchgeführt (2) (3).

Das Schmelzverhalten von Akmit wird verständlich durch die Arbeiten von BOWEN und SCHAIRER, BOWEN, SCHAIRER und WILLEMS, die sich mit dem System Na_2SiO_3—Fe_2O_3—SiO_2 befaßten. Akmit schmilzt inkongruent bei 990° unter Ausscheidung von Fe_2O_3 und Bildung einer eisenoxydärmeren Schmelze.

Aus dieser Literaturübersicht ergibt sich, daß eine Aussage bezüglich des Endgliedes der Mischkristallreihe vom Diopsid-Hedenbergit zum eisenreichen Alkalipyroxen durch die Untersuchung der natürlichen Pyroxene wegen ihrer komplexen Natur nicht gewonnen werden kann. Es war deshalb notwendig, zur Beantwortung dieser Frage dieses Endglied synthetisch herzustellen und hierbei wegen der polyvalenten Natur des Eisens besondere Maßnahmen zur genauen Festlegung des Oxydationsgrades zu ergreifen. Darüber hinaus wurden Mischkristalle hergestellt, in denen Na^+ und Fe^{3+} in geringer Menge durch andere Ionen ersetzt wurden. Der Einfluß dieser Mischkristallbildung wurde optisch und röntgenographisch untersucht.

Eine Unterscheidung von Akmit und Ägirin ist nach den Untersuchungsergebnissen von BRÖGGER einerseits auf Grund des Auftretens charakteristischer Flächen, andererseits auf Grund der Farbe möglich. Für die hier durchgeführten Untersuchungen kam dabei als Unterscheidungsmerkmal nur die Farbe in Betracht, da die Pyramidenflächen an den synthetischen kleinen Kristallen nicht beobachtet werden konnten.

Das Thema der vorliegenden Arbeit wurde insofern etwas erweitert, als auch Versuche zur Darstellung der in der Natur nicht vorkommenden Pyroxene $NaCrSi_2O_6$ und $NaV^{III}Si_2O_6$ gemacht wurden.

III. Allgemeine Bemerkungen zur präparativen Darstellung der Pyroxene

Als Grundlage für unsere synthetischen Versuche dienten die Untersuchungen von BOWEN, SCHAIRER und WILLEMS im ternären System Na_2SiO_3—Fe_2O_3—SiO_2.

Eine Reihe unserer Versuche ergab, daß die angesetzte Versuchszeit nicht zur vollständigen Reaktion zwischen der Schmelze und dem daneben vorliegenden Hämatit ausreichte, so daß die erhaltenen Pyroxenkristalle stets durch Eisenoxyd stark verunreinigt waren. Auch die von WEYBERG (1) zuerst angewandte Methode, mit einem großen Überschuß von NaCl zu schmelzen, lieferte keine einwandfreien Ergebnisse, da hierbei nur sehr kleine Kristalle entstanden, neben denen ebenfalls Eisenoxyd vorlag, von dem durch tagelanges Kochen mit konzentrierter Salzsäure befreit werden mußte.

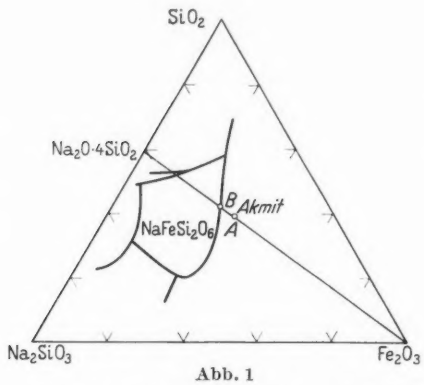

Abb. 1

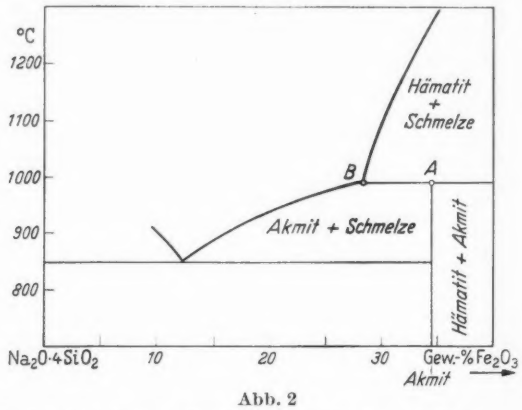

Abb. 2

Abb. 1. Ausscheidungsgebiet von $NaFeSi_2O_6$ im ternären System Na_2SiO_3—SiO_2—Fe_2O_3 nach BOWEN, SCHAIRER und WILLEMS

Abb. 2. Schnitt: $Na_2O \cdot 4\ SiO_2$—Fe_2O_3. Nach BOWEN und SCHAIRER

Wir kristallisierten deshalb nicht aus einer Schmelze der theoretischen Zusammensetzung des Akmit (Punkt A in Abb. 1 und 2), sondern setzten der Schmelze überschüssiges Alkali und überschüssige Kieselsäure zu, so daß die Schmelzzusammensetzung dem Punkt B in Abb. 1 und 2 entsprach. Die Schmelze enthielt dementsprechend 71,5% $Na_2O \cdot 4\ SiO_2$ + 28,5% Fe_2O_3.

Bei den Versuchen zur Darstellung von Mischkristallen wurden die Ausgangsstoffe für den Akmitanteil ebenfalls in diesem Verhältnis vorgegeben, während die Grundstoffe für die Verbindungen, mit denen Mischkristalle gebildet werden sollten, im molaren Verhältnis vorgegeben wurden.

Zur Untersuchung des Oxydationsgrades des Eisens wurden die Versuche zu einem großen Teil im Vakuum durchgeführt, grundsätzlich dann, wenn oxydierbare Substanzen im Ansatz zugegen waren. Hierzu wurden die Proben in einem einseitig geschlossenen Quarzrohr an einen Schliff angeschmolzen, der mit einer Hochvakuumpumpe verbunden wurde. Nach dem Evakuieren wurde ausgeheizt und die Probe abgeschmolzen.

Waren dagegen nur Oxyde von monovalenten Metallen oder von Metallen in der höchsten Wertigkeitsstufe vorhanden, so wurde teilweise auf Vakuum verzichtet und der Schmelzversuch in einer offenen Ampulle durchgeführt. Hierdurch sollte untersucht werden, ob bei der erreichten Temperatur bereits eine

Zersetzung von Fe_2O_3 unter Sauerstoffabgabe in einem Umfang eintritt, die die Ergebnisse beeinflußt.

In der geschlossenen Vakuumampulle stellt sich ein entsprechender Sauerstoffpartialdruck durch Zersetzung von Eisenoxyd und Bildung von Fe^{2+} ein, worauf die Reaktion zum Stillstand kommt, dagegen ist die Zersetzungsreaktion bei offener Ampulle durch den vorhandenen Sauerstoffpartialdruck zurückgedrängt, jedoch schreitet eine einmal begonnene Reaktion wegen des Druckausgleiches weiter fort.

Da der Vergleich von Versuchen mit und ohne Vakuum in keinem Fall einen merklichen Unterschied zeigte, scheint die Zersetzung von Eisenoxyd bei unseren Bedingungen sich in sehr geringen Grenzen zu halten.

Für die Versuche wurden als Ausgangsstoffe Chemikalien „pro analysi" oder reinst der Fa. Merck, Darmstadt, verwendet. Für jeden Versuch wurde etwa 1 g Substanz eingewogen und gut gemischt. Die Tiegel für die Schmelzversuche wurden aus Platinblech von 0,02 mm Stärke selbst hergestellt, sie hatten einen Durchmesser von 9 mm und eine Höhe von 18 mm; das Fassungsvermögen betrug etwa 1 g.

Diese Tiegel hatten den Vorteil, daß sie nach dem Schmelzen von dem Schmelzkuchen abgerissen werden konnten, wobei dieser erhalten blieb, so daß ein Dünnschliff angefertigt werden konnte.

Entsprechend einem Vorschlag von BOWEN und SCHAIRER, BOWEN, SCHAIRER und WILLEMS wurde als Ausgangsstoff aus SiO_2 und Na_2CO_3 im Verhältnis 4:1 ein Glas $Na_2O \cdot 4SiO_2$ erschmolzen. Dabei war mehrmaliges Schmelzen und Ersatz des verflüchtigten Na_2O in Form von Soda notwendig. In einer Flüssigkeit mit Brechungsindex 1,491 darf dieses Glas weder Relief noch doppelbrechende Teilchen zeigen; diese Forderung war auch erfüllt.

Die Fremdstoffe, deren Einfluß auf die Farbe des Akmit untersucht werden sollten, wurden der Schmelze in einer Konzentration von 10 oder 20, in einigen Fällen zusätzlich auch von 5 oder 30 Gewichtsprozent zugesetzt. Dabei handelte es sich nicht nur um bekannte andere Pyroxenmoleküle, sondern auch um rein hypothetische Stoffe, deren Existenz in reinem Zustand nicht bekannt ist.

Die Versuche wurden in selbstgebauten Öfen durchgeführt. Die Proben wurden bis knapp über den Schmelzpunkt erhitzt und dann die Temperatur mit einer Geschwindigkeit von etwa 30°/Tag gesenkt. Die Versuchsdauer betrug zwischen 4 und 8 Tagen.

Aus der Schmelze kristallisierten bei entsprechend langsamem Abkühlen teilweise recht große Kristalle; bei manchen Versuchen konnten ohne weiteres solche von 1 mm Durchschnittsgröße erhalten werden. Jedoch konnte auch mit der oben angeführten Arbeitsweise einer veränderten Schmelzzusammensetzung ein Auskristallisieren von Hämatit — oder auch das Verbleiben von unumgesetztem Eisenoxyd in der Schmelze — nicht vollständig vermieden werden.

Die Abkühlung wurde entsprechend dem Phasendiagramm nach BOWEN und SCHAIRER, BOWEN, SCHAIRER und WILLEMS zwischen 850 und 800°abgebrochen. Die Restschmelze erstarrte bei fast allen Versuchen glasig. Bei einer Reihe von Versuchen konnte im Dünnschliff sehr schön dentritisches Wachstum festgestellt werden.

Eine Anzahl von Versuchen zeigte vollkommen glasige Erstarrung, besonders wenn Ti oder Cd zugegeben worden war; vermutlich ist eine starke Erhöhung der Viskosität der Schmelzlösung dafür verantwortlich zu machen. Nach den Arbeiten von WINKLER ist dies so zu erklären, daß die Keimbildungshäufigkeit

stark erniedrigt ist. Es war jedoch auf Grund der gleichen Arbeiten zu erwarten, daß bei weitergehender Unterkühlung die Keimbildungshäufigkeit stark zunimmt; wird nun wieder bis fast an den Schmelzpunkt erhitzt, so gelangt man wieder in das Gebiet hoher Wachstumsgeschwindigkeit und sollte dementsprechend eine Kristallisation der Schmelze erreichen. Es gelang auch tatsächlich bei einer Reihe von Experimenten, das Kristallisieren auf diese Weise zu erzwingen.

Der tatsächliche Schmelzverlauf gestaltete sich hierbei so, daß bis 1000° erhitzt wurde, dann wurde bis etwa 700° abgekühlt und auf 970—980° wiedererhitzt. Der weitere Versuchsverlauf war entsprechend wie bei den übrigen Versuchen.

Von der kleinen Substanzmenge, die bei dem Versuch anfiel, mußte außer für optische und röntgenographische Untersuchungen in einer Reihe von Fällen auch noch Material für die Anfertigung eines Dünnschliffes verwendet werden. Die verbleibende Menge des Schmelzkuchens war außerdem durch Glas und häufig auch durch Eisenoxyde verunreinigt. Aus diesem Grunde wurde davon abgesehen, hiervon chemische Analysen anzufertigen. Die einwandfreie Identifikation war jedoch möglich durch die Aufnahme eines Röntgendiagramms, wobei sich zeigte, daß entsprechend den Erwartungen in allen Fällen, bei denen eine Kristallisation eintrat, als Hauptprodukt Akmit (bzw. Ägirin) oder doch ein sehr akmitreicher Pyroxen auftrat. Dieser Befund konnte durch optische Untersuchungen bestätigt werden, wobei das optische Verhalten (2achsig negative Kristalle, bei denen im Gegensatz zu allen anderen Pyroxenen in der Längsrichtung X liegt; Auftreten der für Pyroxene charakteristischen Spaltbarkeit im Dünnschliff; fast gerade Auslöschung; hohe Brechzahl und Doppelbrechung) eine einwandfreie Bestimmung der entstandenen Kristallart zuließ.

Bei einigen Schliffen wurden auf dem Drehtisch optische Konstanten bestimmt; hierbei wurde die Schliffkippung durch Korrektur der erhaltenen Werte nach den Tabellen von Tröger (3) S. 124 berücksichtigt.

Um einen Anhaltspunkt zu bekommen, inwieweit die zugesetzten Fremdionen tatsächlich in das Gitter eingebaut wurden, wurde von einer Reihe geeigneter Schmelzversuche eine halbquantitative spektralanalytische Bestimmung der zugesetzten Nebenbestandteile durchgeführt. Diese Analysen zeigten, daß die Nebenbestandteile tatsächlich mit in das Gitter eingebaut worden waren.

Die Bestimmung wurde nach Addink mit einer relativen Genauigkeit von etwa $\pm 50\%$ durchgeführt.

Von der beim Schmelzen mit entstandenen Glasphase konnten die Kristalle hierzu auf Grund des verschiedenen spezifischen Gewichtes mittels Schwereflüssigkeiten abgetrennt werden.

IV. Beschreibung der einzelnen Versuche

1. Darstellung von $NaFe^{III}Si_2O_6$

Die Schmelzzusammensetzungen werden in Gewichtsprozenten angegeben.

Entsprechend den in Abschnitt III gemachten Ausführungen hatte die Schmelze nicht die Zusammensetzung des reinen Akmit (Punkt A in Abb. 1 und 2), sondern es wurde mit einem Überschuß von Alkali und Kieselsäure kristallisiert, so daß eine Schmelze der Zusammensetzung von Punkt B (Abb. 1 und 2) vorlag; sie

enthielt demgemäß 71,5% $Na_2O \cdot 4SiO_2$-Glas und 28,5% Fe_2O_3. Beim Auskristallisieren von Akmit reicherte sich die Restschmelze an Alkali und Kieselsäure an und erstarrte schließlich glasig.

Da die aus Kieselsäure, Natrium- und Eisenoxyd aufgebauten Schmelzen in dem untersuchten Bereich insgesamt leicht zur glasigen Erstarrung neigen, konnten nur bei einem Teil der Versuche zur weiteren Untersuchung geeignete Kristalle erhalten werden.

Die Kristalle sind leistenförmig, z. T. bilden sie auch Blättchen. In der Längsrichtung (= c) liegt X. Folgende Brechungsindices (weißes Licht) wurden bestimmt: $X = 1{,}777 \pm 0{,}003$; $Y = 1{,}820 \pm 0{,}003$; $Z = 1{,}835 \pm 0{,}005$. Kleine Kristalle sind farblos, größere zeigen schwachen Pleochroismus, X = braun, Y = olivgrün; es liegt demnach Akmit vor. Die Richtung Z konnte nicht beobachtet werden, da als Blättchenebene nur die Fläche (100) beobachtet wurde, auf der Z fast senkrecht steht. Die bei den Pyroxenen verbreitet auftretenden Spaltflächen (110) und (010) konnten nach dem Zerkleinern im Mörser nicht beobachtet werden, weshalb geschlossen werden muß, daß reiner Akmit diese Spaltbarkeiten nicht sehr ausgeprägt zeigt.

Die röntgenographischen Untersuchungen und die Bestimmung von Absorptionskurven werden in einem gesonderten Kapitel im Zusammenhang behandelt.

2. Darstellung von $NaCr^{III}Si_2O_6$

Die Darstellung eines Natriumchrommetasilikates wird bereits von WEYBERG (2) (3) beschrieben. Jedoch gibt er auf Grund der chemischen Analyse die Zusammensetzung $6SiO_2 \cdot 3Cr_2O_3 \cdot 2Na_2O$ an. Im Mikroskop findet er sehr kleine Kristalle mit gerader Auslöschung, in Längsrichtung liegt X'. Die Kristalle zeigen starken Pleochroismus, in Richtung c sind sie gelblichgrün, senkrecht hierzu bläulichgrün. Die Kristalle sollen rhombisch sein.

Da das Zustandsdiagramm Na_2O—Cr_2O_3—SiO_2 nicht untersucht ist, haben wir die Darstellungsweise des Akmit auf diese Versuche übertragen. Die Schmelze enthielt dementsprechend 71,5% $Na_2O \cdot 4SiO_2$ und 28,5% Cr_2O_3. Die Proben wurden bei Temperaturen bis 1180° geschmolzen und dann kristallisiert; doch erstarrte die Schmelze beim Erhitzen bis zu dieser Temperatur bereits glasig, während bei Versuchen, bei denen die Maximaltemperatur um 20—40° niedriger lag, zahlreiche kleine Kristalle erhalten wurden.

Im Mikroskop erkennt man kleine leistenförmige Kristalle mit starkem Pleochroismus; in der Längsrichtung (X') sind sie gelb oder fast farblos, senkrecht hierzu (Z') sind sie intensiv flaschengrün. Die Auslöschung ist fast gerade. Für eine genaue Festlegung der optischen Eigenschaften waren die Kristalle zu klein.

Da das Röntgendiagramm (s. Kapitel 6) fast völlig dem des Akmit gleicht, während die optischen Eigenschaften mit den von WEYBERG bestimmten übereinstimmen, muß geschlossen werden, daß die von WEYBERG angegebene Formel nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht.

3. Darstellung von $NaV^{III}Si_2O_6$

In der Literatur konnten über die Darstellung oder Beschreibung einer solchen Verbindung keine Angaben gefunden werden. Es wurden 2 Versuche durchgeführt, wobei auch hier mit einem Überschuß von Alkali und Kieselsäure gearbeitet

wurde. Die Zusammensetzung der Schmelzen betrug 71,5% $Na_2O \cdot 4SiO_2$-Glas +28,5% V_2O_3. Bei einem Versuch wurde auf 985°, beim anderen auf 1140° erhitzt. In beiden Fällen war die Probe zusammengesintert, der Schmelzpunkt scheint nicht erreicht worden zu sein, doch hatten die Proben in festem Zustand reagiert.

Die erhaltenen Kristalle waren sehr klein. Deshalb konnten optische Eigenschaften nicht bestimmt werden.

Das Röntgendiagramm dieser Kristalle ist dem des Akmit sehr ähnlich (s. Kapitel 6). Deshalb muß gefolgert werden, daß bei den Versuchen eine Verbindung der oben angegebenen Zusammensetzung entstanden ist.

4. Einbau von Ca^{2+} und einem weiteren 2wertigen Kation in den Akmit

Durch die Anwesenheit von Ca^{2+} in der Schmelze wird die Kristallisationstendenz der Schmelze im allgemeinen stark erhöht, so daß bei diesen Versuchen z. T. auch größere Kristalle (bis 0,5 mm) erhalten wurden.

a) Einbau von Ca^{2+} und Mg^{2+}. Mischkristalle von Akmit und Diopsid.

Die Zusammensetzung der Schmelzen betrug:

	% Akmit	% Diopsid	$Na_2O \cdot 4SiO_2$	Fe_2O_3	SiO_2	MgO	$CaCO_3$
a)	90	10	64,35	25,50	5,55	1,86	4,62
b)	80	20	57,20	22,80	11,10	3,72	9,23

Die Schmelzen mußten auf über 1100° erhitzt werden, damit größere Kristalle erhalten wurden. Eine Erhöhung des Schmelzpunktes der Mischkristalle ist verständlich, da der Schmelzpunkt in erster Näherung zwischen den Schmelzpunkten von Akmit (990°) und Diopsid (1391°) liegt.

Die Mischkristalle sind braun und zeigen im Mikroskop deutlichen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X grüngelb, Y gelbbraun, Z braun.

Aus dem starken Zonarbau — die Auslöschungsschiefe nimmt vom Zentrum zum Rand hin ab entsprechend einem abnehmenden Diopsid-Gehalt [s. Tröger (3) S. 64] — kann auf eine weitgehende Mischbarkeit von Akmit und Diopsid geschlossen werden.

Im Dünnschliff 831 aus Schmelze 56 (Zusammensetzung b) wurden auf dem Drehtisch folgende optischen Daten bestimmt:

$$2V_X = 75{,}5 \pm 1° \qquad c \wedge X = 13{,}7 \pm 0{,}6°.$$

Diese Werte gelten für das Kristallinnere.

Die Spektralanalyse von Probe 92 (Zusammensetzung b) ergab:

9,1% CaO; 4,2% MgO; hieraus 22,5% Diopsid.

Der CaO-Gehalt ist gegenüber MgO zu hoch, liegt jedoch noch innerhalb der angegebenen Analysengenauigkeit.

Nach der Farbe sind diese Mischkristalle als Übergangsglieder von Akmit zum Ägirin hin aufzufassen, die jedoch dem Akmit näherstehen.

b) Einbau von Ca^{2+} und Fe^{2+}. Mischkristalle von Akmit und Hedenbergit.

Das 2wertige Eisen wurde teils als natürlicher Magnetit (mit 0,8% SiO_2), teils als Eisen-(II)-oxalat-Dihydrat (Carter und Ibrarim) zugesetzt. Unterschiede in den Produkten konnten nicht festgestellt werden.

Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% Akmit	% Hedenbergit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	Fe_3O_4	(Fe_2O_3)	(FeO)	$CaCO_3$	SiO_2
a)	95	5	67,93	23,86	4,67	(27,08)	(1,45)	2,02	2,42
b)	90	10	64,00	19,55	9,34	(26,00)	(2,90)	4,04	4,84
c)	80	20	57,20	9,92	18,67	(22,80)	(5,79)	8,07	9,69
d)	70	30	50,05	0,64	28,00	(19,95)	(8,69)	12,11	14,53

	% Akmit	% Hedenbergit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	$FeC_2O_4 \cdot 2\,H_2O$	(FeO)
e)	95	5	67,93	27,08	2,02	2,42	3,63	(1,45)
f)	90	10	64,00	26,00	4,03	4,84	7,25	(2,90)
g)	80	20	57,20	22,80	8,07	9,69	14,50	(5,79)
h)	70	30	50,05	19,95	12,11	14,53	21,75	(8,69)

Die in Klammern stehenden Zahlen entsprechen dem theoretischen Gehalt der Schmelze an dem betreffenden Oxyd, während die anderen Zahlen tatsächlich zugesetzte Stoffe und Mengen bedeuten. Die Schmelzen wurden auf Temperaturen zwischen 1000 und 1090° erhitzt und dann kristallisiert.

Die Kristalle waren dunkelgrün; im Mikroskop zeigten sie starken Pleochroismus mit folgenden Farben:

X intensiv grün, *Y* hellgrün bis gelbgrün, *Z* gelb bis braun.

Die Intensität der grünen Farbe nimmt mit steigendem Hedenbergitgehalt zu. Es handelt sich hier also um typischen Ägirin.

Bei den Spektralanalysen konnte hier nur Ca bestimmt werden, da Eisen auch als Hauptkomponente vorliegt. Im einzelnen ergaben sich folgende Werte:

Versuch	Zusammensetzung	CaO in Gew.-%	ber. Hedenbergit in Gew.-%
16	a)	1,4	6,2
88	b)	1,8	8,0
87	c)	2,3	10,2
86	d)	2,8	12,4

Die Analysen zeigen, daß der Hedenbergitgehalt der Mischkristalle nicht proportional dem Gehalt in der Schmelze ansteigt. Da der Existenzbereich des Hedenbergit nach BOWEN, SCHAIRER und POSNJAK bis 950° geht, ist der hohe Akmitgehalt der Mischkristalle gegenüber der Schmelze nicht durch den Kristallisationsverlauf in einem quasibinären System mit Mischkristallbildung zu erklären.

Eine Erklärungsmöglichkeit ergibt sich auf Grund einer Beobachtung an Präparat 86, Zusammensetzung d: neben den Ägirinkristallen lag hier eine 2. Kristallphase vor, die optischen Eigenschaften wurden wie folgt bestimmt: $n_x \approx 1{,}62$, $n_Z \approx 1{,}635$, 2achsig negativ, $2V$ etwa 70°, $\triangle \approx 0{,}01$. Nach den optischen Eigenschaften handelt es sich um Wollastonitkristalle.

Hieraus kann folgender Schluß gezogen werden: Die Akmitkristalle nehmen nur eine beschränkte Menge $CaFe^{II}Si_2O_6$ auf, es besteht also nur beschränkte Mischbarkeit. Die Schmelze reichert sich also an Ca^{2+} an. Da hier Calcium bereits in größerer Konzentration vorgegeben wurde, bildet es mit der ebenfalls im Überschuß vorhandenen Kieselsäure Wollastonit.

Einen endgültigen Beweis für eine solche Hypothese müßten erst Versuche erbringen, die speziell zur Klärung dieses Problems angesetzt werden.

Eine solche beschränkte Mischbarkeit steht nicht unbedingt im Widerspruch zu den Ergebnissen von WASHINGTON und MERWIN, die aus den Analysen natür-

licher Minerale auf eine vollständige Mischbarkeit schließen, da die Anwesenheit weiterer Komponenten die Mischbarkeit stark beeinflussen kann.

c) Einbau von Ca^{2+} und Mn^{2+}. Mischkristalle von Akmit mit Johannsenit.

Als Ausgangsmaterial stand uns leider nur ein im Institut für Anorganische Chemie, Erlangen, hergestelltes Präparat von MnO zur Verfügung, welches 4,0% SiO_2 enthielt. Im Röntgendiagramm traten dementsprechend schwach die Linien von Tephroit Mn_2SiO_4 auf. Die Kieselsäure wurde bei der Einwaage berücksichtigt. Auf die Ergebnisse unserer Untersuchung sollte diese Verunreinigung der Ausgangssubstanz keinen Einfluß haben.

Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% Akmit	% Johannsenit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	MnO
a)	90	10	64,35	25,65	4,05	4,86	2,87
b)	80	20	57,20	22,80	8,10	9,72	5,74

Die Schmelzen wurden auf 1020—1040° erhitzt und dann kristallisiert. Dabei entstanden braune Kristalle, die im Mikroskop gelbbraun oder bei höherem Gehalt an Johannsenit intensiv braun waren; der Pleochroismus war schwach oder fehlte ganz. Demnach liegt hier in Übereinstimmung mit der Auffassung von Grout Akmit vor.

Im Schliff 849 aus Versuch 81 (Zusammensetzung b) wurden auf dem Drehtisch folgende optischen Konstanten gemessen:

$$2\,V_x = 69{,}9 \pm 0{,}2°; \quad c \wedge X = 4{,}0 \pm 0{,}6°.$$

Die Spektralanalyse der Probe 108 (Zusammensetzung a) ergab:

2,7% CaO 3,5% MnO; hieraus: 11,9% Johannsenit.

Verhältnis CaO:MnO gefunden 1:1,30, theoretisch 1:1,26.

d) Einbau von Ca^{2+}, Fe^{2+} und Mn^{2+}. Mischkristalle von Akmit, Hedenbergit und Johannsenit.

Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% Akmit	% Hedenbergit	% Johannsenit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	MnO	Fe-ox
a)	80	5	15	57,20	22,80	8,10	9,71	4,31	3,63
b)	80	10	10	57,20	22,80	8,09	9,70	2,87	7,25
c)	80	15	5	57,20	22,80	8,08	9,69	1,44	10,88

Die Proben wurden auf Temperaturen zwischen 1040 und 1060° erhitzt und dann kristallisiert.

Mit zunehmendem Hedenbergitgehalt nimmt die Intensität der grünen Farbe in Richtung X zu, während die durch Mangan verursachte braune Farbe in gelb übergeht. Gleichzeitig nimmt der Pleochroismus der Kristalle zu. Dabei ist der Einfluß des 2wertigen Eisens stärker als der des Mangans. Die Mischkristalle mit gleichem Anteil an Hedenbergit und Johannsenit sind bereits den Ägirinen zuzuordnen.

Die Spektralanalyse der Probe 103 (Zusammensetzung b) ergab:

5,3% CaO; 3,7% MnO.

Rechnet man eine entsprechende Menge CaO für die Bildung von Johannsenit von der vorhandenen Menge ab und nimmt den Rest für die Bildung von Hedenbergit, so erhält man folgende Gehalte:

13,5% Johannsenit; 10,1% Hedenbergit.

Ein Vergleich mit der in 4b angeführten Analyse von Versuch 88 zeigt eine Zunahme des Hedenbergitgehaltes im Mischkristall gegenüber einer Schmelze mit gleichem Hedenbergitgehalt, jedoch ohne Mangan. Dies ist eine Stütze für die oben vertretene Ansicht, daß die Löslichkeit einer Komponente im Mischkristall durch weitere Glieder beeinflußt wird.

Bei den bisher beschriebenen Versuchen wurden Mischkristalle zwischen bekannten natürlichen Pyroxenen hergestellt und hierbei wichtige Gesichtspunkte für die Charakterisierung von Akmit und Ägirin gewonnen.

Bei den weiteren Versuchen handelt es sich um Mischkristallbildung mit Komponenten, die nicht als Minerale der Pyroxengruppe auftreten oder überhaupt in reinem Zustand unbekannt sind.

e) Einbau von Ca^{2+} und Co^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CaCoSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	CoO
90	10	64,35	25,65	3,98	4,78	2,98

Das im Handel erhältliche Co_3O_4 wurde durch Glühen bei 1200° in CoO übergeführt.

Die Schmelzen wurden auf 1050° erhitzt und dann kristallisiert; hierbei entstanden gelbe oder hellbraune Kristalle ohne Pleochroismus.

f) Einbau von Ca^{2+} und Ni^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CaNiSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	NiO
90	10	64,35	25,65	3,99	4,79	2,98

Die Schmelzen wurden auf 1020° erhitzt und dann kristallisiert; hierbei konnten nur sehr kleine Kristalle erhalten werden.

Im Mikroskop zeigten die Kristalle schwachen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X' gelbgrün, Z' gelb bis braun.

g) Einbau von Ca^{2+} und Zn^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CaZnSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$CaCO_3$	SiO_2	ZnO
90	10	64,35	25,65	3,88	4,66	3,16

Die Kristallisation der Schmelze wurde hier nur durch Abkühlen und Wiederaufheizen erreicht (s. Abschnitt 3). Die braunen Kristalle zeigten im Mikroskop schwachen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X grüngelb, Y braungelb, Z braun.

Die Farben sind ähnlich wie bei Mischkristallen zwischen Akmit und Diopsid, jedoch sind sie weniger intensiv, auch der Pleochroismus ist etwas schwächer.

In Schliff 851 aus Versuch 84 wurden folgende optischen Daten bestimmt:

$$2\,V_x = 60{,}6 \pm 0{,}5°; \quad c \wedge X = 2{,}8 \pm 0{,}5°.$$

5. Ersatz des Fe^{3+} im Akmit durch Ti^{4+} und ein 2wertiges Metallion

a) Einbau von Ti^{4+} und Mg^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $Na_2MgTiSi_4O_{12}$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	TiO_2	MgO
90	10	71,50	25,65	1,89	0,96

Da die Schmelzen trotz Anwendung verschiedener Methoden nicht zur Kristallisation gebracht werden konnten, wurden die Versuche abgebrochen.

b) Einbau von Ti^{4+} und Mn^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $Na_2MnTiSi_4O_{12}$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	TiO_2	MnO
90	10	71,50	25,65	1,51	1,34

Kristallisation konnte beim Unterkühlen und Wiedererhitzen der Schmelzen erreicht werden.

Die Kristalle waren im Mikroskop braungelb und zeigten keinen Pleochroismus.

c) Einbau von Ti^{4+} und Fe^{2+}. Mischkristalle zwischen Akmit und Neptunit. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% Akmit	% Neptunit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	Fe_3O_4	(Fe_2O_3)	(FeO)	TiO_2
a)	90	10	71,50	22,81	4,12	(25,65)	(1,28)	1,42

	% Akmit	% Neptunit	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$FeC_2O_4 \cdot 2\,H_2O$	(FeO)	TiO_2
b)	90	10	71,50	25,65	3,38	(1,35)	1,50

Auch hier konnte Kristallisation nur durch Unterkühlen und Wiedererhitzen erreicht werden.

Die Kristalle waren makroskopisch grün. Im Mikroskop zeigten sie deutlichen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X grün, *Y* gelbgrün, *Z* gelb.

Die Spektralanalyse der Probe 94 (Zusammensetzung b) ergab:

1,7% TiO_2; hieraus: 9,5% $Na_2Fe^{II}TiSi_4O_{12}$.

d) Einbau von Ti^{4+} und Zn^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $Na_2ZnTiSi_4O_{12}$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	ZnO	TiO_2
90	10	71,50	25,65	1,44	1,41

Kristallisation konnte durch Unterkühlen und Wiedererhitzen erreicht werden.

Die makroskopisch grüngelben Kristalle waren so klein, daß im Mikroskop optische Eigenschaften nicht zu erkennen waren.

6. Ersatz des Fe^{3+} im Akmit durch Zr^{4+} und Fe^{2+}

Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% Akmit	% $Na_2FeZrSi_4O_{12}$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	Fe_3O_4	(Fe_2O_3)	(FeO)	TiO_2
a)	90	10	71,50	23,32	3,38	(25,65)	(1,05)	1,80

	% Akmit	% $Na_2FeZrSi_4O_{12}$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	$FeC_2O_4 \cdot 2\,H_2O$	(FeO)	TiO_2
b)	90	10	71,50	25,65	2,63	(1,05)	1,80

Kristallisation konnte durch Unterkühlen und Wiedererhitzen erreicht werden. Die makroskopisch grünen Kristalle waren im Mikroskop gelbgrün und zeigten nur schwachen Pleochroismus.

Die Spektralanalyse der Probe 28 (Zusammensetzung a) ergab:

1,4% ZrO_2; hieraus: 5,6% $Na_2Fe^{II}ZrSi_4O_{12}$.

7. Einbau von Cd^{2+} und einem weiteren 2wertigen Kation in den Akmit

Cadmium kommt als Bestandteil natürlicher Pyroxene nicht vor. Es wurde in die Untersuchungen mit einbezogen, da sein Ionenradius (1,03 Å, s. STRUNZ, S. 23) dem des Ca^{2+} (1,06 Å) sehr ähnlich ist.

Bei den ersten Versuchen im Vakuum bildete sich beim Ausheizen der Proben an den kalten Stellen der Hochvakuumapparatur ein schwarzer metallischer Niederschlag, der auf Zersetzung des CdO zurückzuführen sein dürfte. Es wurde deshalb bei den weiteren Versuchen mit Cd auf das Ausheizen verzichtet und sofort nach dem Auspumpen die Ampulle abgeschmolzen.

a) Einbau von Cd^{2+} und Mg^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CdMgSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	CdO	MgO	SiO_2
90	10	64,35	25,65	4,45	1,40	4,16

Bei dieser Versuchsreihe wurden alle Versuche bei Atmosphärendruck durchgeführt. Kristallisation konnte durch Unterkühlen und Wiedererhitzen erreicht werden; dabei entstanden Kristalle als Einschlüsse in einer Glasphase.

Die Kristalle waren grüngelb, zeigten im Mikroskop nur schwache Farbe und sehr schwachen Pleochroismus.

Die Spektralanalyse der Probe 99 ergab:

2,2% CdO; 1,0% MgO. Aus CdO ergibt sich: 5,0% $CdMgSi_2O_6$.

Verhältnis CdO : MgO gefunden 2,2:1, theoretisch 3,2:1.

b) Einbau von Cd^{2+} und Mn^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CdMnSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	MnO	CdO	SiO_2
90	10	64,35	25,65	2,22	4,02	3,76

Kristallisation konnte ohne Schwierigkeit erreicht werden. Die Kristalle waren braun und zeigten höchstens einen sehr schwachen Pleochroismus.

Die Spektralanalyse der Probe 133 ergab:

3,5% CdO; 2,2% MnO; aus CdO ergibt sich: 8,7% $CdMnSi_2O_6$.

Verhältnis CdO: MnO gefunden 1,6:1, theoretisch 1,8:1.

c) Einbau von Cd^{2+} und Fe^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

	% $CdFeSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4\,SiO_2$	Fe_2O_3	Fe_3O_4	(Fe_2O_3)	(FeO)	CdO	SiO_2
a)	10	64,35	20,66	7,23	(25,65)	(2,24)	4,01	3,75
b)	20	57,20	12,83	14,46	(22,80)	(4,49)	8,02	7,50

Die Schmelzen der Zusammensetzung a) kristallisierten nach dem Erhitzen auf 1000—1020° ohne große Schwierigkeiten; dagegen erstarrten die Schmelzen

der Zusammensetzung b) stets glasig, weshalb diese Versuche nicht weiter verfolgt wurden.

Die gelbgrünen Kristalle zeigten im Mikroskop schwachen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X gelbgrün, *Y* grüngelb, *Z* braungelb.

Die Spektralanalyse der Probe 114 (Zusammensetzung a) ergab:

CdO 0,8%; hieraus ergibt sich: 2,0% $CdFeSi_2O_6$.

d) Einbau von Cd^{2+} und Co^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CdCoSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4SiO_2$	Fe_2O_3	SiO_2	CoO	CdO
90	10	64,35	25,65	3,71	2,32	3,97

Bei dieser Versuchsreihe wurden alle Versuche bei Atmosphärendruck durchgeführt. Nach dem Erhitzen auf 1000° wurde kristallisiert, wobei eine glasige Schmelze mit zahlreichen Einschlüssen von kleinen Kristallen entstand.

Im Mikroskop zeigten die Kristalle schwachen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X' olivgrün bis grüngelb, *Z'* gelb bis gelbbraun.

e) Einbau von Cd^{2+} und Zn^{2+}. Die Schmelzen hatten folgende Zusammensetzung:

% Akmit	% $CdZnSi_2O_6$	$Na_2O \cdot 4SiO_2$	Fe_2O_3	ZnO	CdO	SiO_2
90	10	64,35	25,65	2,47	3,89	3,64

Auch hier wurde stets auf Vakuum verzichtet. Beim Abkühlen der auf 1000° erhitzten Schmelze erstarrte diese glasig mit zahlreichen Einschlüssen von kleinen Kristallen.

Die Kristalle waren grüngelb und zeigten keinen Pleochroismus.

Die Spektralanalyse der Probe 137 ergab:

2,6% CdO; 1,7% ZnO; hieraus: 6,7% $CdZnSi_2O_6$.

Verhältnis CdO:ZnO gefunden 1,53:1, theoretisch 1,58:1.

8. Ergebnisse aus den Schmelzversuchen

Wenn man für die Unterscheidung von Akmit und Ägirin die Farbe zugrunde legt, wie dies allgemein üblich ist (STRUNZ), so können die Kristalle der verschiedenen Schmelzversuche folgendermaßen zugeordnet werden:

Das reine Endglied $NaFe^{III}Si_2O_6$ ist braun und ist deshalb als Akmit zu bezeichnen.

Beim Einbau von 2wertigem Mangan bleibt die braune Farbe erhalten oder wird sogar verstärkt, weshalb die Glieder mit Mangan als Hauptkomponente der Fremdbestandteile in Übereinstimmung mit der Auffassung von GROUT ebenfalls als Akmit bezeichnet werden müssen. Dabei ist es gleichgültig, wodurch der Ladungsausgleich beim Ersatz des 3wertigen Eisens durch das 2wertige Mangan erreicht wird.

Auch die Mischglieder, in denen Fe^{3+} durch Co^{2+} ersetzt ist, gehören zur Varietät Akmit, da sie braun sind, doch spielen sie keine Rolle für die Einteilung der natürlichen Alkalipyroxene.

Für die Varietät Ägirin ist die gleichzeitige Anwesenheit von 3- und 2wertigem Eisen charakteristisch, da hierdurch eine intensiv grüne Farbe in Richtung X und Y hervorgerufen wird. Gleichzeitig zeigen diese Mischkristalle alle im allgemeinen den für Ägirin typischen starken Pleochroismus. Die Art des Ladungsausgleiches beeinflußt nur die Stärke des Pleochroismus, nicht jedoch das Auftreten der grünen Farbe.

Die Mischkristalle, in denen Fe^{3+} durch Mg^{2+} oder Zn^{2+} ersetzt ist, sind als Übergangsglieder zwischen Akmit und Ägirin zu betrachten, doch stehen sie durchwegs dem Akmit viel näher als dem Ägirin.

Übergangsglieder zwischen Akmit und Ägirin bilden auch die Mischkristalle, in denen Fe^{3+} sowohl durch Fe^{2+} als auch durch Mn^{2+} ersetzt ist, doch überwiegt hier der Einfluß des 2wertigen Eisens gegenüber dem des Mangan.

V. Absorptionsmessungen

Zur näheren Charakterisierung der bei den Schmelzversuchen erhaltenen Kristalle wurde in einer Reihe von Dünnschliffen das Absorptionsspektrum im sichtbaren Bereich aufgenommen. Diese Absorptionsspektren wurden verglichen mit denen von Akmit- bzw. Ägirinkristallen aus natürlichen Vorkommen.

Die Absorption wurde nach der Formel

$$J = J_0 \cdot e^{-K \cdot d} \quad \text{oder} \quad K = 1/d \; ln \; J_0/J$$

berechnet [s. POHL, S. 131].

Für die Messung von J_0 wurde das Einbettungsmittel als Objekt unter sonst unveränderten Bedingungen verwendet.

Für d wurde die Dünnschliffdicke von 0,02 mm eingesetzt.

Zur Charakterisierung des Pleochroismus war es notwendig, die Absorption in verschiedenen kristallographischen Richtungen getrennt zu messen. Für eine genaue Vermessung wäre hierzu die Anfertigung von orientierten Dünnschliffen erforderlich gewesen, wobei wegen der im monoklinen System vorhandenen Dispersion noch für verschiedene Farben gesonderte Dünnschliffe notwendig gewesen wären. Da die bei den Synthesen entstandenen Kristalle hierfür zu klein waren, wurde von vorneherein auf eine genaue Vermessung der Absorptionskurven verzichtet; es wurde nur der Kurvencharakter der Absorption bestimmt, wobei durch Verwendung des Drehtisches die verschiedenen Richtungen eingestellt werden konnten; mit Hilfe dieser Kurven konnte eine Bestätigung der im vorhergehenden Abschnitt festgelegten Abgrenzung von Akmit und Ägirin erreicht werden.

1. Meßapparatur

Die Meßapparatur wurde im wesentlichen nur aus vorhandenen Geräten und Teilen aufgebaut.

Da die für die Messungen geeigneten Kristallbereiche nur einen Durchmesser von etwa 0,05—0,1 mm hatten, wurden die Messungen im Mikroskop durchgeführt. Verwendet wurde ein Standard-Mikroskop der Fa. Zeiss-Winkel. Als Monochromator diente ein Interferenzverlauffilter der Fa. Schott mit einem Bereich von 370—730 mμ und einer Halbwertsbreite von etwa 10 mμ. Zur Messung der Lichtintensitäten diente die leicht abgeänderte Belichtungsmeßeinrichtung

zur Aufsetzkamera der Fa. Zeiss-Winkel. Das ausgesuchte Korn wurde durch eine Irisblende ausgeblendet. Zur Ermittlung der Wellenlänge diente das Pupillenspektroskop der Fa. Zeiss-Winkel.

Die Aufnahme der Absorptionskurven erfolgte in den Richtungen X, Y und Z im Kristall. Die betreffende Richtung wurde auf dem Drehtisch eingestellt; die Dicke wurde entsprechend der Schliffkippung korrigiert.

In den Abbildungen sind die Kurven für diese 3 Richtungen nebeneinander dargestellt.

2. Fehlerbetrachtungen

Wegen der sehr guten Spaltbarkeit der Pyroxene waren Spaltflächen im Kristallinneren des Bereiches, an dem die Absorption gemessen wurde, nicht immer auszuschließen; es wurde jedoch angenommen, daß die Streuung an diesen Spaltflächen von der Wellenlänge unabhängig sei, so daß hierdurch nur eine Parallelverschiebung der Kurve in Richtung höherer Absorption bewirkt wurde.

Ein grundsätzlicher Fehler trat bei allen Messungen auf wegen des Unterschiedes in der Brechzahl von Kristall und Einbettungsmittel, da beim Übergang des Lichtes von den Halbkugelsegmenten des Drehtisches in das Präparat ebenfalls Streuung auftritt, welche von der Differenz der Brechzahlen abhängt (Pohl, S. 132). Da der Brechungsexponent für Akmit in der Größenordnung von 1,8 liegt, für das Einbettungsmittel (Kunstharz) jedoch etwa bei 1,6, so tritt hier ein prinzipieller Fehler von etwa 3% auf.

In die Intensitätsverminderung an dieser Fläche geht außerdem wieder die Neigung des Schliffes ein, weshalb versucht wurde, nur Kristallschnitte zu verwenden, bei denen zur Einstellung der gewünschten Richtung der Schliff höchstens um 10° geneigt werden mußte.

Im Verlauf der Messungen zeigte sich, daß an die verwendete Apparatur auch bei Vernachlässigung der bisher besprochenen Fehler nur beschränkte Anforderungen bezüglich Genauigkeit der Messungen gestellt werden konnten.

Doch glaubten wir es verantworten zu können, die Messungen trotz dieser und der weiter unten beschriebenen Fehlermöglichkeiten zu bringen, weil leider andere, genauere Meßmethoden vor allen Dingen wegen der Kleinheit der Kristalle nicht zu verwenden waren, andererseits unsere Messungen trotz aller Vorbehalte für die Aufklärung der Natur dieser Mischkristallreihen von großer Wichtigkeit waren.

Zur Messung der Absorption in dem angegebenen Bereich mußten zwei verschiedene Photozellen verwendet werden, eine blauempfindliche Zelle im Bereich von 370—620 mμ mit dem Empfindlichkeitsmaximum bei etwa 500 mμ und eine rotempfindliche Zelle im Bereich von 510—730 mμ mit dem Empfindlichkeitsmaximum bei etwa 720 mμ. Die beiden Teilkurven wurden in dem Übergangsbereich, in dem Messungen mit beiden Zellen vorlagen, zusammengefügt und einander angeglichen.

Die beiden Photozellen wurden mit einem Graukeil überprüft, wobei teilweise außerdem das Instrument zur Messung des Photostromes durch ein empfindliches Galvanometer ersetzt wurde. Hierbei zeigte sich, daß bei der Rotphotozelle im gesamten Anzeigebereich ein relativ zu großer Photostrom erzeugt wurde, wobei dieser Fehler mit abnehmender Intensität zunahm. Die Größe des Fehlers war darüber hinaus wellenlängenabhängig. Die blauempfindliche Zelle zeigte diesen Fehler nur bei sehr kleinen Intensitäten; bei stärkerer Belichtung waren Lichtmenge und Photostrom proportional.

Aus diesem Grunde wurde in dem Übergangsbereich mit der rotempfindlichen Photozelle das Verhältnis J_0/J kleiner gefunden als mit der blauempfindlichen Photozelle.

In Anbetracht der Tatsache, daß verschiedenartige Fehlerquellen die Messung in nicht ohne weiteres überschaubarer Weise beeinflußten, wurde auf eine Korrektur mit Hilfe von Eichkurven verzichtet. Doch wurden die beschriebenen Verhältnisse bei der Angleichung der beiden Teilkurven nach Möglichkeit berücksichtigt.

Da angenommen werden konnte, daß die genannten Fehler die Messungen stets in der gleichen Richtung beeinflussen, schien es trotzdem sinnvoll, die Messungen durchzuführen, um qualitativ aus dem Kurvencharakter eine nähere Kennzeichnung der synthetischen Produkte zu erhalten und Vergleiche mit natürlichen Pyroxenen anstellen zu können.

Um die Beeinflussung der Messung durch die Ableseungenauigkeit — besonders bei kleinen Intensitäten — und etwaige Schwankungen der chemischen Zusammensetzung der Mischkristalle aus dem gleichen Versuch zu vermindern, wurden in jedem Schliff jeweils mehrere Kristalle gemessen und die Absorptionskurven als Mittel von je 4—6 Werten berechnet. Es zeigte sich, daß für Kristalle aus dem gleichen Schliff der Kurvencharakter stets gleich gefunden wurde, während die absolute Höhe der Kurve etwas schwankte.

Wegen der beschriebenen Ungenauigkeit der Messungen wurde bei der graphihscen Darstellung der Absorptionskurven auf die Angabe eines Maßstabes auf der Ordinate verzichtet.

Die Gesamthöhe der Zeichnung entspricht etwa 240 mm^{-1}.

3. Beschreibung der verwendeten synthetischen Proben

In der Tabelle 1 sind die Schliffe zusammengestellt, an denen Absorptionsmessungen durchgeführt wurden.

Tabelle 1

Schliff Nr.	Versuch Nr.	Zusammensetzung			Kapitel
		Akmit in %	zugesetzte Verbindung	Anteil in %	
917	148	100			IV 1
827	32	90	$CaMgSi_2O_6$	10	IV 4a
829	53	80	$CaMgSi_2O_6$	20	
831	56	80	$CaMgSi_2O_6$	20	
847	76	95	$CaFe^{II}Si_2O_6$	5	IV 4b
844	72	80	$CaFe^{II}Si_2O_6$	20	
849	81	80	$CaMn^{II}Si_2O_6$	20	IV 4c
873	125	80	$CaFe^{II}Si_2O_6$	5	IV 4d
			$CaMn^{II}Si_2O_6$	15	
851	84	90	$CaZnSi_2O_6$	10	IV 4g
850	82	90	$Na_2FeTiSi_4O_{12}$	10	IV 5c
846	75	90	$CdFe^{II}Si_2O_6$	10	IV 7c

Ein Vergleich der Kurven von Schliff 829 und 831 zeigt die Übereinstimmung des Kurvenverlaufes bei verschiedenen Schliffen aus Schmelzen gleicher Zusammensetzung.

In Schliff 917 konnte die Absorption nur in Richtung X und Y gemessen werden. Wegen der blättchenförmigen Ausbildung der Kristalle waren die Bereiche in Richtung Z für die Absorptionsmessung zu klein. Doch zeigt diese Richtung etwa die gleiche Farbe wie Richtung Y.

4. Ergebnisse bei synthetischen Proben

Die ermittelten Kurven sind in den Abb. 3—20 zusammengestellt. Bei allen Kurven tritt ein mehr oder weniger ausgeprägtes Maximum bei etwa 450 mμ auf, welches dem 3wertigen Eisen zuzuordnen ist (v. STEINWEHR).

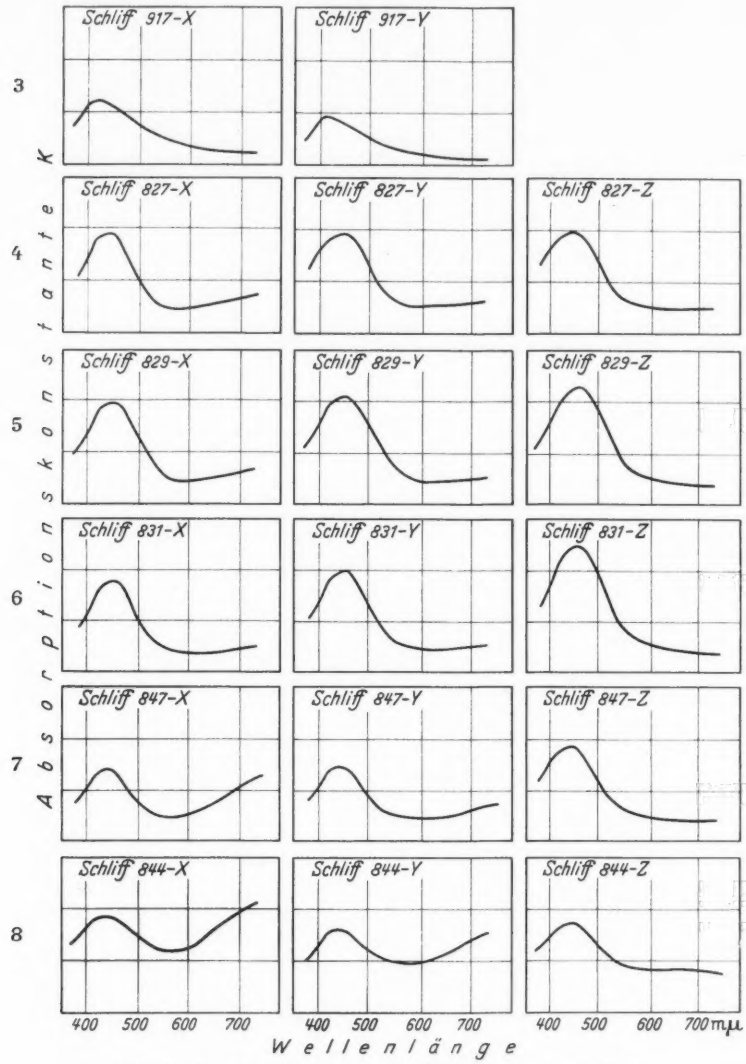

Abb. 3—8. Absorptionskurven. Erläuterungen im Text

Für Akmit ist die starke Verbreiterung dieser Bande nach langen Wellenlängen hin charakteristisch, die sowohl beim reinen Akmit als auch bei den Mischkristallen mit Johannsenit beobachtet werden kann (Schliff 917 und 849).

Bei Anwesenheit von 2wertigem Eisen tritt zusätzlich eine sehr starke Bande im nahen IR-Gebiet auf, von der bei unseren Messungen nur der steile Anstieg im langwelligen Bereich des sichtbaren Gebietes beobachtet werden konnte. Diese

Bande ist besonders in Richtung X zu beobachten, während sie in Richtung Z fehlt. Die Verhältnisse sind bei Mischkristallen zwischen Akmit und Hedenbergit ähnlich wie bei Mischkristallen zwischen Akmit und Neptunit (Schliffe 847, 844, 850). Letztere zeigen jedoch insgesamt eine etwas schwächere Absorption.

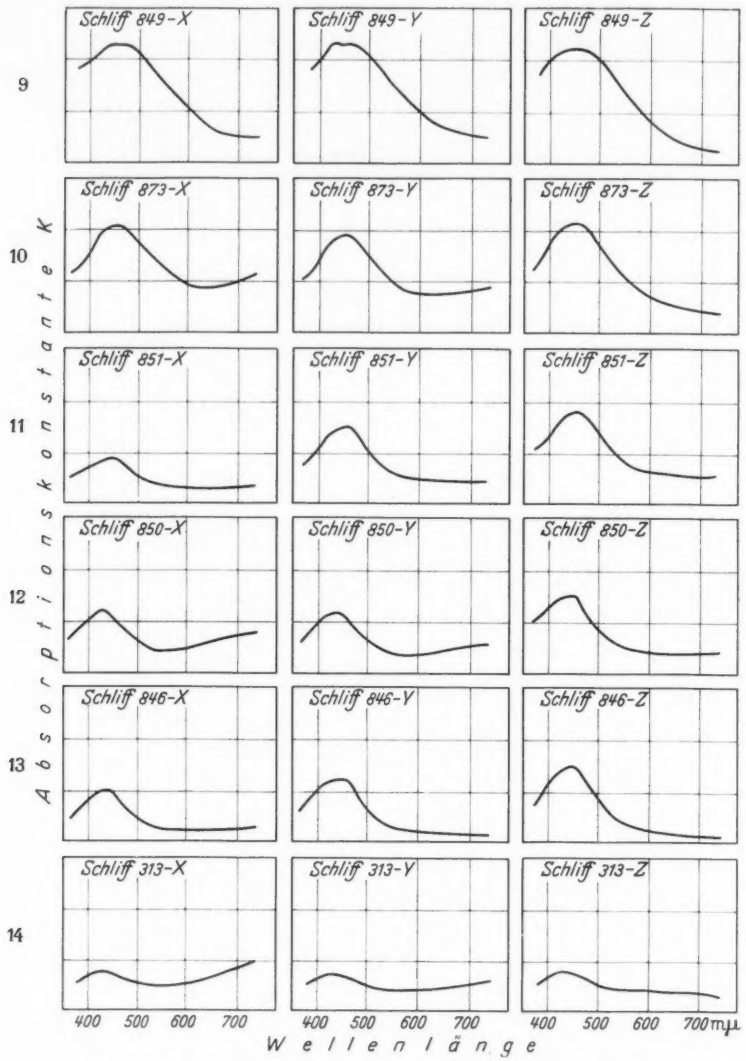

Abb. 9—14. Absorptionskurven. Erläuterungen im Text

Für Ägirin ist also der steile Anstieg der Absorptionskurven am langwelligen Ende des Meßbereiches in Richtung X und Y charakteristisch.

Bei den Mischkristallen zwischen Akmit, Hedenbergit und Johannsenit kommt in der Absorptionskurve sowohl der Einfluß des Fe^{2+} (Anstieg im langwelligen Gebiet) als auch der des Mn^{2+} (Verbreiterung der Bande bei 450 mμ nach längeren Wellenlängen hin) zum Ausdruck.

Durch die Anwesenheit von 2wertigen Ionen — gleich welcher Art — wird eine starke Betonung der Bande im kurzwelligen Bereich bewirkt. Dies ist gleichbedeutend mit einer Deformation des Eisenions durch die Anwesenheit von anderen Ionen im Gitter.

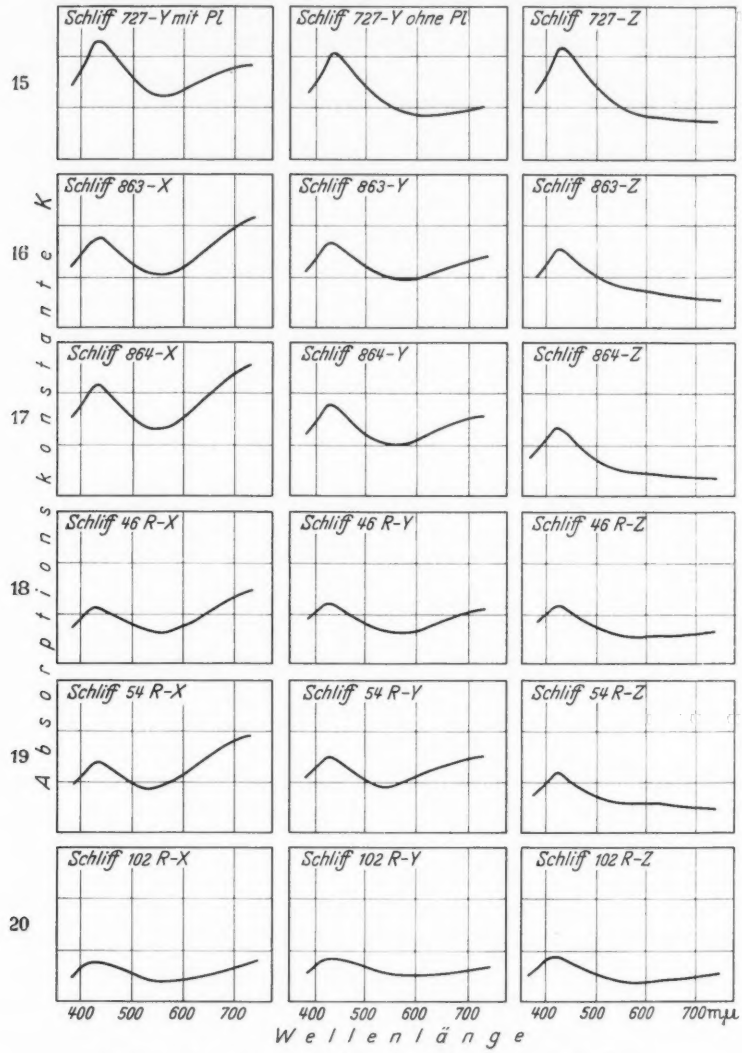

Abb. 15—20. Absorptionskurven. Erläuterungen im Text

Ob der schwache Anstieg im langwelligen Gebiet bei Einbau von Mg (Schliff 827 und 831) oder Zn (Schliff 851) in das Gitter tatsächlich diesen Ionen zukommt oder durch geringe Mengen 2wertiges Eisen hervorgerufen wird, die durch Zersetzung von Fe_2O_3 entstanden sind, muß hier offenbleiben.

Der nur sehr schwache Anstieg in Richtung *X* bei Mischkristallen mit $CdFeSi_2O_6$ kann vielleicht auf die nur geringe Menge der 2. Komponente zurückgeführt werden, die sich aus der Spektralanalyse ergibt (s. Kapitel IV 7c).

Die hier mitgeteilten Ergebnisse decken sich weitgehend mit den Verhältnissen bei gefärbten Gläsern (WEYL).

5. Vergleich mit natürlichen Pyroxenen

Zum Vergleich konnten im wesentlichen nur natürliche Ägirine und Ägirinaugite herangezogen werden, da, wie bereits BRÖGGER angibt, Akmit in der Natur nur selten auftritt. Es zeigte sich auch, daß mit dem Namen „Akmit" bezeichnete Stücke aus der Sammlung sich im Dünnschliff als Ägirin erwiesen.

Dementsprechend zeigen alle aufgenommenen Kurven den für 2wertiges Eisen charakteristischen Anstieg im langwelligen Gebiet, der als Charakteristikum der Varietät Ägirin betrachtet werden muß. Besonders auffällig ist die Analogie der in Schliff 863 und 864 ermittelten Kurven mit denen von Schliff 844.

Das Absorptionsmaximum im kurzwelligen Bereich ist bei den natürlichen Ägirinen gegenüber den synthetischen Produkten etwas nach kürzeren Wellenlängen verschoben.

Da die Absorptionskurven der natürlichen Ägirine doch untereinander gewisse Unterschiede aufweisen, sollen die untersuchten Schliffe einzeln näher beschrieben werden.

6. Beschreibung der Schliffe mit natürlichen Ägirinen

Schliff 313. Bei diesem Schliff liegt ein Ägirin-Nephelin-Syenit von Norra-Kerr in Südschweden, östlich Wetternsee, vor. Auf dem Drehtisch wurde gefunden: $2\,V_x = 62°$; $c\,\widehat{}\,X = 2°$. Die Doppelbrechung ist hoch, es erscheinen Farben bis zum Rot 3. Ordnung. Nach TRÖGER (3), S. 64, handelt es sich um ziemlich reinen Ägirin, der Anteil an $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ beträgt etwa 10%.

Schliff 727. Es handelt sich hier um einen größeren Einkristall von Akmit aus Eker in Norwegen, von dem ein Dünnschliff senkrecht zur c-Achse angefertigt wurde.

In dem Schliff liegen neben Stellen mit zahlreichen opaken Einschlüssen Partien mit starkem Pleochroismus von grün nach braun, aber auch solche mit einheitlich gelbbrauner Farbe vor.

Auf dem Drehtisch wurde gefunden:

Pleochroitischer Anteil:	$c\,\widehat{}\,X = 2°$;	$2\,V_x = 63°$
Nicht pleochroitischer Anteil:	$c\,\widehat{}\,X = 4°$;	$2\,V_x = 60°$

In beiden Fällen handelt es sich also um relativ reinen Akmit, wobei jedoch der Gehalt an reinem Natriumeisenpyroxen im 2. Fall größer ist.

Die Spektralanalyse ergab folgende Werte:

Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	TiO_2	ZrO_2
0,6%	0,3%	0,08%	1,7%	2,2%	0,35%

In dem Schliff konnte nur die Absorption in Richtung Y und Z bestimmt werden; sie wurde jedoch getrennt gemessen für die Bereiche mit und ohne Pleochroismus. Hierbei zeigte sich, daß Unterschiede nur in Richtung Y ausgeprägt vorhanden waren, während sie in Richtung Z innerhalb der Fehlergrenzen der Messung lagen.

Schliff 863. Bei diesem Schliff handelt es sich um einen Nephelin-Syenit-Pegmatit von Laaven, Langesundfjord in Norwegen, also um ein Originalgestein der Gruppe 440 nach TRÖGER (1).

Auf dem Drehtisch wurden folgende optischen Werte gemessen:

$$c\,\widehat{\ }\,X = 3°; \quad 2V_x = 61°; \quad \varrho > v$$

Demnach liegt ein ziemlich reiner Ägirin vor; der Anteil an $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ beträgt etwa 10%.

Der Pleochroismus ist stark mit folgenden Farben:

X dunkelgrün, *Y* hellgrün, *Z* grüngelb bis braungelb.

Schliff 864. Das Gestein dieses Schliffes ist mit Akmitpegmatit bezeichnet und stammt von Rundemyr bei Eker im Oslogebiet. Da im Schliff neben dem Ägirin noch Quarz und Feldspat gefunden wurden, scheint es sich um das Originalgestein der Gruppe 39 nach TRÖGER (1) zu handeln, welches als Akmit-Granitpegmatit bezeichnet ist.

Da im Schliff nur einige große Kristalle von Ägirin vorliegen, konnte kein geeigneter Schnitt zur Bestimmung von $2V_X$ gefunden werden, doch zeigt die geringe Auslöschungsschiefe von nur wenigen Graden, daß die Kristalle nur wenig $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ enthalten.

Der Pleochroismus der Ägirine entspricht dem bei Schliff 863 beschriebenen. Sowohl die visuelle Betrachtung als auch das Absorptionsspektrum zeigen, daß hier Ägirin vorliegt und nicht Akmit.

Schliff 46 R (Rosenbuschsammlung). Bei diesem Schliff handelt es sich um Ägirinschiefer von Gjetterö, Südschweden.

Auf dem Drehtisch wurde gefunden: $c\,\widehat{\ }\,X = 24°$; $2V_X = 95°$.

Nach den Tabellen von TRÖGER (3), S. 64, enthält der Mischkristall demnach etwa 72% $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$.

Die Kristalle zeigen deutlichen Pleochroismus mit folgenden Farben:

X grün, *Y* gelbgrün, *Z* gelb.

Schliff 54 R (Rosenbuschsammlung). Es handelt sich um Eläolithsyenit von Umtok, Kola. Auf dem Drehtisch wurde gemessen: $c\,\widehat{\ }\,X = 2°$; $2V_X = 69°$.

Nach TRÖGER (3), S. 64, entspricht dies einem Mischkristall mit etwa 20—25% $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$.

Die Dispersion ist geneigt, eine Achse zeigt $\varrho \gg v$, die andere $\varrho > v$. Die Kristalle zeigen starken Pleochroismus mit folgenden Farben:

X grün bis blaugrün, *Y* gelbgrün, *Z* gelb.

Schliff 102 R (Rosenbuschsammlung). Bei diesem Dünnschliff liegt ein Ijolith von Ijwara vor. Es handelt sich offensichtlich um das Originalgestein der Gruppe 607 nach TRÖGER (1).

Die Bestimmung der optischen Konstanten auf dem Drehtisch ergibt für die Pyroxenkristalle: $2V_X = 101°$; $c\,\widehat{\ }\,X = 35°$. Die Kristalle sind 2achsig positiv; demnach handelt es sich hier um Ägirinaugit.

Der Pleochroismus ist nur schwach, es treten folgende Farben auf:

X grün, *Y* gelbgrün, *Z* gelb.

Die Kristalle zeigen Zonarbau, ein fast farbloser Kern ist von einem farbigen Rand umgeben.

VI. Röntgenographischer Teil

Das Diagramm der untersuchten Ägirine stimmt mit dem Röntgendiagramm des reinen synthetischen Akmit überein. Die Aufnahmen der synthetischen Misch-

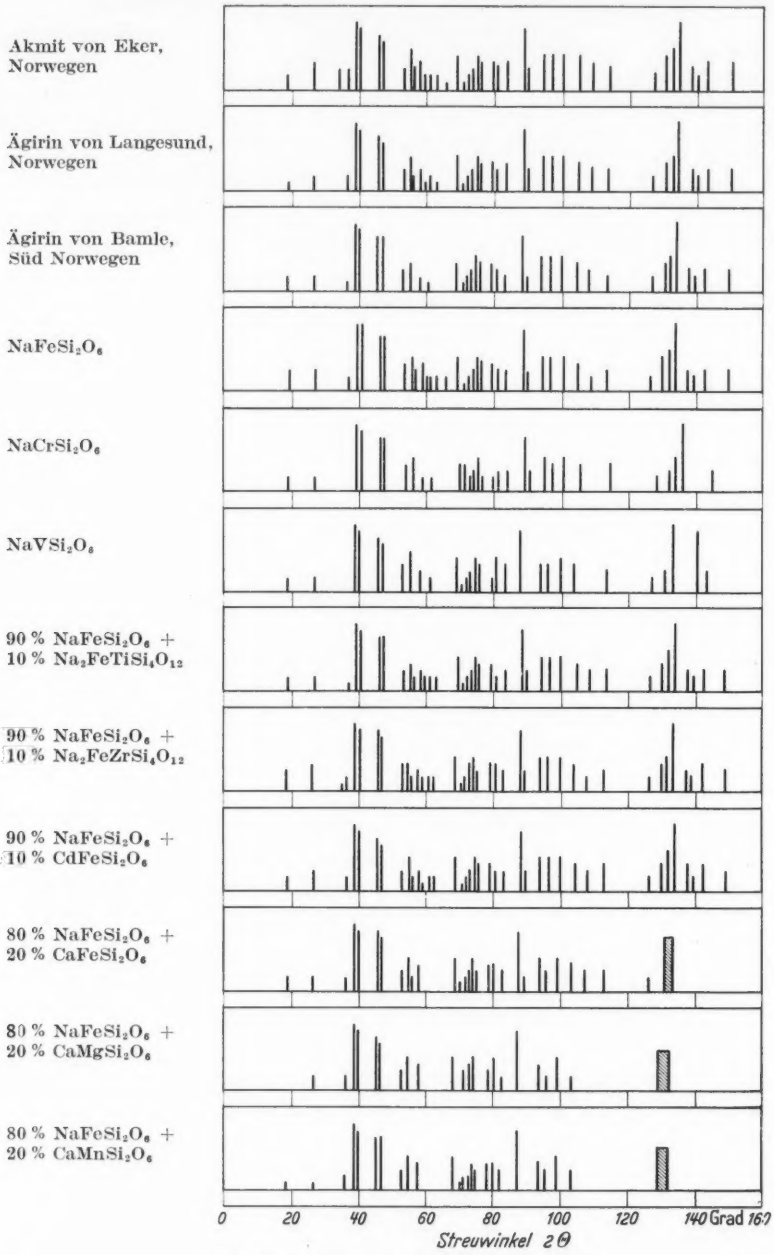

Abb. 21. Diagramme mit FeKα-Strahlung

kristalle, bei denen Titan, Zirkonium oder Cadmium eingebaut wurde, sind in allen Fällen gleich dem des reinen Akmit.

Dagegen tritt bei den Mischkristallen mit Diopsid, Hedenbergit und Johannsenit eine schwache Verschiebung der Linien auf; die Verbreiterung der letzten Linien kann darauf zurückzuführen sein, daß diese Mischkristalle teilweise Zonarbau haben, wie insbesondere bei Mischkristallen zwischen Akmit und Diopsid beobachtet werden konnte.

Eine Reihe von Diagrammen natürlicher und synthetischer Kristalle sind in Abb. 21 zusammengestellt. Auf der Abszisse ist $2\,\Theta$, auf der Ordinate die geschätzte Intensität aufgetragen.

Frühere Untersuchungen der Struktur der Pyroxene ergaben, daß bei allen Pyroxenen das gleiche Bauprinzip vorliegt (WARREN und BISCOE, WYCKOFF, MERWIN und WASHINGTON).

Die Strukturgleichheit von Diopsid und Akmit wurde gezeigt durch Untersuchungen von WARREN und BISCOE, die unter Zugrundelegung der bekannten Struktur des Diopsid (WARREN und BRAGG) die Intensität einiger (hkO)-Reflexe des Akmit berechneten und befriedigende Übereinstimmung mit den geschätzten Intensitäten ihrer Drehkristallaufnahme fanden. Dabei wurde die stillschweigende Voraussetzung gemacht, daß die Zelldimensionen für beide Verbindungen gleich sind.

Abb. 22 zeigt eine Gegenüberstellung der Pulveraufnahmen von Ägirin und Diopsid.

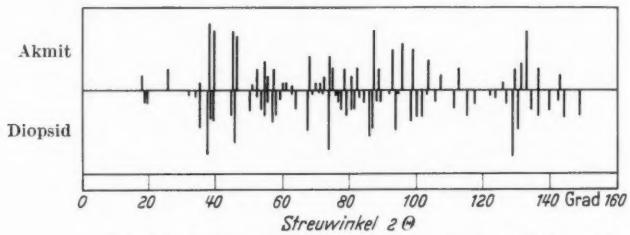

Abb. 22. Linienvergleich zwischen Akmit und Diopsid

Man sieht sofort, daß die Lage der Linien bei Akmit deutlich von der bei Diopsid abweicht.

Es wurde nun versucht, die Zelldimensionen von Akmit aus Pulveraufnahmen zu berechnen, wobei die Voraussetzung gemacht wurde, daß die Struktur ähnlich der des Diopsid sei und deshalb die Indizierung verschiedener Linien des Diopsid auf in der Nähe liegende Linien des Akmit übertragen werden darf. Doch zeigte sich bald, daß häufig mehrere Linien des Akmit der gleichen Linie des Diopsid zugeordnet werden konnten, so daß die Indizierung nicht eindeutig war.

Die gleichen Schwierigkeiten ergaben sich für eine Aufnahme mit der Guinier-Kammer.

Zu einer besseren Indizierung kamen wir durch Anfertigung einer Drehkristallaufnahme; als Einkristall verwendeten wir ein Spaltstück aus einem Ägirineinkristall von J Galiko in Grönland, welches optisch keine Fehler erkennen ließ. Es wurde um die c-Achse gedreht und die nullte und die erste Schichtlinie aufgenommen.

Zur Indizierung wurde gemäß der oben gemachten Voraussetzung die Reihenfolge der Reflexe vom Diopsid übernommen.

Die Gitterkonstante c wurde aus dem Schichtlinienabstand berechnet; die Berechnung der (0k0)-Reflexe ergab den Wert für b, die der (h00)-Reflexe lieferte einen Wert für $a \cdot \sin\beta$. Die so bestimmten Werte konnten durch Einsetzen in die (hk0)-Reflexe bestätigt werden.

Mit diesen Werten wurde aus den (kh1)-Reflexen der Wert von β berechnet, mit dessen Hilfe sich dann die Größe von a ergab.

Folgende Werte wurden gefunden:

$$\begin{aligned} a &= 9{,}66 \pm 0{,}05\,\text{Å} \\ b &= 8{,}79 \pm 0{,}02\,\text{Å} \\ c &= 5{,}26 \pm 0{,}02\,\text{Å} \\ \beta &= 72{,}7 \pm 1^0 \end{aligned}$$

Zur Kontrolle wurden mit den so erhaltenen Werten die d-Werte der wichtigsten Linien des Akmit berechnet und mit den entsprechenden Linien einer Aufnahme des Ägirin von J Galiko verglichen, die mit den Aufnahmen anderer Ägirine und des reinen Akmit identisch ist. Als Eichsubstanz war Silber zugemischt worden und die Θ-Werte wurden entsprechend korrigiert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengestellt:

Tabelle 2

(hkl)	$d_{\text{berechnet}}$	d_{gemessen}	(hkl)	$d_{\text{berechnet}}$	d_{gemessen}	(hkl)	$d_{\text{berechnet}}$	d_{gemessen}
(110)	6,363	6,399	(330)	2,121	2,132	(40$\bar{2}$)	1,491	1,504
(111)	4,407	4,386	(331)	2,116		(060)	1,465	1,465
(020)	4,395		(402)	2,025	2,055	(061)	1,406	1,397
(220)	3,182	3,175	(041)	2,013		(53$\bar{1}$)	1,394	
(221)	2,978	2,988	(20$\bar{2}$)	1,972	1,984	(710)	1,302	1,300
(310)	2,902	2,907	(510)	1,805	1,797	(730)	1,202	1,200
(311)	2,890		(150)	1,727	1,734	(60$\bar{2}$)	1,163	1,160
(202)	2,546	2,540	(441)	1,615	1,616	(371)	1,162	
(131)	2,539		(531)	1,610		(800)	1,153	1,152
(002)	2,511	—	(440)	1,591	1,597	(750)	1,055	1,052
(22$\bar{1}$)	2,468	2,477	(600)	1,537		(570)	1,038	1,040
(31$\bar{1}$)	2,253	2,261	(602)	1,530	1,535			
			(350)	1,526				

Die restlichen Linien konnten nicht indiziert werden, da bei höheren Θ-Werten die theoretisch möglichen Reflexe so dicht aufeinanderfolgen, daß ohne Kenntnis der zu erwartenden Intensität keine Entscheidung getroffen werden kann, welcher Reflex tatsächlich vorliegt.

Die Linie (002) sollte von (131) deutlich getrennt sein, doch konnte dies bei den normalen Pulveraufnahmen nie beobachtet werden; dagegen sind in der Guinier-Kammer-Aufnahme diese Linien getrennt.

Berechnet man aus den hier abgeleiteten Werten für a, b und c das Achsenverhältnis, so ergibt sich gute Übereinstimmung mit den bei STRUNZ, S. 202, angegebenen Werten, welche aus optischen Messungen entnommen wurden:

Berechnet: $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}0990 : 1 : 0{,}5984$; $\beta = 107^\circ\,20'$

STRUNZ: $a : b : c = 1{,}0998 : 1 : 0{,}6012$; $\beta = 106^\circ\,51'$.

Eine Präzisionsbestimmung der Gitterkonstanten, die Festlegung der Punktlagen im Gitter und die Ermittlung von möglichen Beziehungen zwischen Struktur und chemischer Konstitution müssen einer rein strukturellen Arbeit vorbehalten bleiben.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde erneut die Frage nach dem Zusammenhang zwischen der Farbe der Natriumeisenpyroxene und ihrer chemischen Konstitution aufgeworfen. Da die früheren Versuche, diese Frage auf analytischem Wege zu lösen, nicht zum Ziele geführt hatten, wurde hier das reine Endglied $NaFe^{III}Si_2O_6$ synthetisch hergestellt; in weiteren Versuchen wurden Na und Fe^{3+} durch andere Ionen zu einem kleinen Teil ersetzt und der Einfluß auf die Farbe ermittelt.

Es wurden Versuche durchgeführt, bei denen Na durch Ca oder Cd, Fe^{3+} durch Mg, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Co, Ni oder Zn ersetzt wurde; bei weiteren Versuchen wurde anstelle von Fe^{3+} zu einem kleinen Teil sowohl eines der obengenannten 2wertigen Ionen als auch Ti^{4+} oder Zr^{4+} eingebaut. Die erhaltenen Mischkristalle wurden optisch und röntgenographisch untersucht.

Zur näheren Charakterisierung dieser Mischglieder wurde in einer Reihe von Schliffen das Absorptionsspektrum in verschiedenen kristallographischen Richtungen bestimmt und mit den ebenfalls aufgenommenen Absorptionskurven von natürlichen Ägirinen verglichen.

Auf Grund der synthetischen Versuche werden folgende Definitionen vorgeschlagen: Die Namen Akmit und Ägirin sollen weiterhin für Natriumeisenpyroxen nebeneinander beibehalten werden, wobei die Abgrenzung gegenüber Ägirinaugit gemäß dem Vorschlag von Tröger (2) vorgenommen werden kann. Für die Unterscheidung der beiden Varietäten soll gemäß den bisherigen Gepflogenheiten die Farbe maßgebend sein.

Das reine Endglied $NaFe^{III}Si_2O_6$ ist braun und muß deshalb als Akmit bezeichnet werden.

Ferner sind mit Akmit die Mischkristalle zu bezeichnen, bei denen das Fe^{3+} durch Mn ersetzt ist, da auch diese Glieder braune Farbe aufweisen; die Ansicht von Grout konnte also durch synthetische Versuche bestätigt werden.

Die grüne Farbe der Ägirine in Richtung X und Y wird durch die gleichzeitige Anwesenheit von 2- und 3wertigem Eisen hervorgerufen, so daß als Ägirin diejenigen Mischkristalle zu bezeichnen sind, bei denen 3wertiges Eisen durch 2wertiges ersetzt ist. Der Einfluß des 2wertigen Eisens überwiegt dabei gegenüber dem Einfluß anderer Ionen.

Das häufigere Auftreten des Ägirin gegenüber Akmit hat also seine Ursache darin, daß in der Natur 2wertiges Eisen praktisch stets vorhanden ist.

Die Gitterkonstanten von Akmit und Ägirin sind im Bereich der hier erzielten Meßgenauigkeit gleich und wurden wie folgt bestimmt:

$$\begin{aligned} a &= 9{,}66\ \text{Å} \\ b &= 8{,}79\ \text{Å} \\ c &= 5{,}26\ \text{Å} \\ \beta &= 72{,}7^{\circ} \end{aligned}$$

Herrn Prof. Dr. Th. Ernst möchte ich herzlich für die Überlassung dieses Themas, für die großzügige Unterstützung der Arbeit sowie für wertvolle Anregungen und Hinweise danken.

Die Arbeit wurde gefördert durch eine Spende keramischen Materials zum Bau der Versuchsöfen, wofür ich auch an dieser Stelle der Fa. Stemag in Lauf meinen Dank aussprechen möchte.

Der Fa. Elchem in Nürnberg danke ich für die Durchführung der Spektralanalysen sowie für die Anfertigung einer Aufnahme mit der Guinier-Kammer.

Ferner danke ich dem Institut für Anorganische Chemie der Universität Erlangen für Überlassung, bzw. Anfertigung einiger Substanzen.

Literatur

BÄCKSTRÖM, H.: Sur la reproduction artificielle de l'aegyrine. Bull. Soc. franç. Minéral. **16**, 130—133 (1893). — BOWEN, N. L., and J. F. SCHAIRER: The fusion relations of acmite. Amer. J. Sci. **18**, 365—374 (1929). — BOWEN, N. L., J. F. SCHAIRER and E. POSNJAK: The System CaO-FeO-SiO_2. Amer. J. Sci. **26**, 193—284 (1933). — BOWEN, N. L., J. F. SCHAIRER and H. W. V. WILLEMS: The ternary system Na_2SiO_3-Fe_2O_3-SiO_2. Amer. J. Sci. **20**, 405—455 (1930). — BRÖGGER, W. C.: Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. Kristallogr. **16**, 295—338 (1890). — CARTER, P. T., and M. JBRARIM: The ternary system Na_2O—FeO—SiO_2. J. Soc. Glass Technol. **36**, 142—163 (1952). — GROUT, F.: Acmite occurrences on the Cuyuna range, Minnesota. Amer. Mineralogist **31**, 125—130 (1946). — HINTZE, C.: Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, S. 1125ff. Leipzig 1893. — POHL, R. W.: Einführung in die Optik, 2. u. 3. Aufl. Berlin 1941. — SABINE, P. A.: Optical properties and composition of acmitic pyroxenes. Min. Mag. **29**, 113—125 (1950). — STEINWEHR, H. E. v.: Zu den Ionenfarben des Eisens. Fortschr. Mineral., Kristallogr. u. Petrogr. **33**, 150—151 (1955). — STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen, 2. Aufl. Leipzig 1949. — TRÖGER, W. E.: (1) Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935. — (2) Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene. Neues Jb. Mineral., Mh. **1951**, 132—139. — (3) Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1952. — VILLIERS, J. E. DE: Some minerals occurring in South African manganese deposits. Trans. Geol. Soc. South Africa **48**, 17—25 (1946). — WARREN, B. E., u. J. BISCOE: The crystal structure of the monoclinic pyroxenes. Z. Kristallogr. **80**, 391—401 (1931). WARREN, B., u. W. L. BRAGG: The structure of diopside $CaMg(SiO_3)_2$. Z. Kristallogr. **69**, 168—193 (1929). — WASHINGTON, H. S., and H. E. MERWIN: The acmitic pyroxenes. Amer. Mineralogist **12**, 233—252 (1927). — WEYBERG, Z.: (1) Einige Worte über das Silikat $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$. Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont. **1905**, 717—719. — (2) Über ein Ferri- und Chromsilikat. Ann. Univ. Varsovie **3**, 1—5 (1905). — (3) Über die Natriumchromsilikate. Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont. **1908**, 519—523. — WEYL, W. A.: Coloured glasses. Sheffield 1954. — WINKLER, H. G. F.: Kristallgröße und Abkühlung. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **1**, 86—104 (1947). — WYCKOFF, R. W. G., H. E. MERWIN and H. S. WASHINGTON: X-ray diffraction measurements upon the pyroxenes. Amer. J. Sci. **9/10**, 383—397 (1925). — YODER, H. S.: The Jadeite Problem. Amer. J. Sci. **248**, 225—248, 312—334 (1950).

Dr. KARL-HEINZ SCHÜLLER,
Zentrallaboratorium der Steatit-Magnesia AG., Lauf/Pegnitz

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 139—146 (1958)

Layered basic xenoliths in some Norwegian gabbros

By

HARALD CARSTENS*

With 5 Figures in the Text

(Eingegangen am 13. Januar 1958)

Abstract. Xenolithic inclusions in gabbros exhibiting a layered structure and a gabbroic suite of minerals are shown to represent calcareous sediments that have been basified by the gabbroic magma. Mg, Fe and Ca have been added to the xenoliths; Si, Al and alkalies are subtracted.

Contrary to the gabbros of the West-Norwegian gneiss area, inclusions of various kinds commonly occur in the gabbros which have intruded other parts of the Norwegian Caledonides. Some of these inclusions, showing a layered structure with a gabbroic suite of minerals, have especially aroused my interest because it may be demonstrated that they represent sedimentary rocks that were dislodged from the country rock and subjected to a basification by the encasing magma.

The reconstitution and the ultimate assimilation of the sedimentary xenoliths are excellently demonstrated in the hybrid gabbro of Skjækerdal, Nord-Trøndelag. A geological map of the gabbro has been prepared by E. SÆTHER (unpublished report by Geofysisk Malmleting, Trondheim 1947), but J. H. L. VOGT early referred to the gabbro on account of its high contents of nickel (1921—1923).

The gabbro occurs as a slightly winding lens, about 3 km in length and 1 km in width. Inclusions are found everywhere in the intrusion, and usually they are very closely packed (Fig. 1). They are of two kinds: dark, massive hypersthene-gabbros and pyroxenites, supposed to be cognate inclusions (fragments of an earlier intrusion), and strongly contrasted layered basic rocks (Fig. 1, 2 and 3). The latter are believed to represent accidental inclusions of the country rock. The cognate inclusions are by far the most abundant, and very large masses of hypersthene-gabbro fill the central parts of the intrusion. It may be worth mentioning that numerous spectrographic analyses have shown that the hypersthene-gabbro and pyroxenite inclusions possess a rather high amount of nickel and copper compared to the hybrid gabbro of the matrix.

The hybrid gabbro normally consists of altered saussuritized plagioclase, brown-green hornblende, epidote, chlorite and minor amounts of quartz, apatite and iron ore. Pyroxene may be present. Occasionally the gabbro is impowerished in hornblende against the layered xenoliths, giving an impression of acid halos around them.

The country rocks — calc-silicate-gneisses — surround the gabbro conformably. The calc-silicate-gneisses are described in detail by V. M. GOLDSCHMIDT (1915). Briefly they consist of plagioclase (usually an andesine), clinopyroxene, hornblende, epidote, quartz and small amounts of biotite, muscovite, calcite, titanite and apatite. According to GOLDSCHMIDT they were formed by regional metamorphism of calcareous sediments, probably without addition of extraneous material. — The gneisses display a well defined small-scale banded structure which becomes even more distinct on passing to the west into calc-silicate-

* The writer is greatly indebted to prof. T. F. W. BARTH who kindly has read and critizised the first draft of the manuscript.

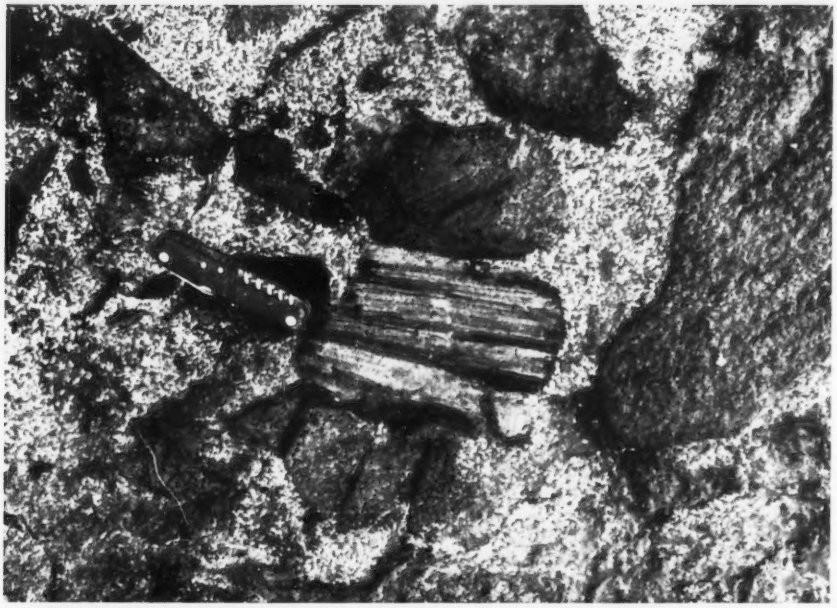

Fig. 1. A layered basic xenolith (centre), surrounded by cognate inclusions. The hybrid gabbro of Skjækerdal

Fig. 2. Two layered basic xenoliths with dissimilar orientation. The hybrid gabbro of Skjækerdal

gneisses of lower grade. The banding is therefore probably not due to metamorphic differentiation, and there are good reasons to assume that the banding of the gneiss is a relic from an original layering in the calcareous sediments.

The aforementioned layered structure in the xenoliths consists of alternating dark and light bands. The width of the bands is usually 2—4 mm, but it does

sometimes not exceed 0,2—0,5 mm. The width is commonly uniform in the individual xenoliths. The dark bands are made up predominantly of hornblende; plagioclase is enriched in the light bands.

No megascopic zoning is apparent. Sometimes, however, thin dark rims of an aggregate of hornblende surround the layered xenolith against the hybrid (Fig. 3.) The reaction rims are 3—5 mm wide, and the grain-size is coarser than in the interior of the inclusion. J. H. TAYLOR (1940) has shown that a similar almost monomineralic zone of pyroxene was formed between a quartz-dolerite dyke and the sediments into which it was injected.

Fig. 3. Layered basic xenolith surrounded by a dark rim against the hybrid gabbro, Skjækerdal. The length of the inclusion is about 50 cm

The xenoliths are commonly rhombshaped or rectangular, probably reflecting a fracturing of the country rocks. The size ranges from small, almost invisible pieces to large inclusions tens of metres in length.

The layered basic inclusions are, no doubt, fragments of calc-silicate-gneisses that has been broken up and floated into the magma. Flowage is indicated by the random orientation of the layered inclusions (Fig. 2 and 4). The evidences, demonstrating the calc-silicate-gneiss parentage of the layered xenoliths, are: 1. The banding of the xenoliths and the gneiss being of the same scale. 2. The larger inclusions which are less altered than the small ones, are intermediate in composition between the gneisses and the small xenoliths. Some are not altered at all. — Field work has shown that there is no reason to believe that the gabbro did not intrude and solidify into the milieu in which it is found, supporting the above conclusion.

The effects of the magma upon the layered xenoliths are twofold: 1. The mineralogical and chemical reconstitution of the inclusions due to heat treatment and diffusion caused by a concentration gradient between xenolith and magma (H. H. WOODARD 1957), and 2. the mechanical breakdown of the reconstituted xenolith.

Table 1. *Chemical analyses and norms of a layered basic xenolith and the calc-silicate-gneiss*

	Weight %				Cation %				Eq. norm.		
	1.	2.	3.	4.	2.	3.	4.		2.	3.	4.
SiO_2	59,25	60,05	50,46	49,08	57,1	48,4	47,8	Q	15,4	2,8	0,6
TiO_2	0,75	0,86	0,36	1,20	0,6	0,2	0,9	Or	14,5	1,0	4,0
Al_2O_3	13,30	13,28	9,36	8,66	14,9	10,5	9,9	Ab	19,0	4,5	7,5
Cr_2O_3	—	trace	0,36	0,28	—	0,2	0,2	An	20,5	23,5	19,0
Fe_2O_3	0,84	1,19	1,67	1,24	0,9	1,1	0,9	Wo	9,8	18,4	14,0
FeO	4,71	4,59	8,50	13,55	3,7	6,8	11,0	En	11,8	35,4	32,0
MnO	0,08	0,07	0,14	0,22	0,1	0,1	0,2	Fs	5,4	12,0	19,4
MgO	4,20	4,14	12,38	11,05	5,9	17,7	16,0	Mt	1,4	1,7	1,4
CaO	11,37	9,43	13,50	10,42	9,6	13,9	10,8	Il	1,2	0,4	1,8
Na_2O	1,73	2,04	0,47	0,81	3,8	0,9	1,5	Cm	—	0,3	0,3
K_2O	2,42	2,44	0,22	0,64	2,9	0,2	0,8	Ap	0,5	—	—
P_2O_5	0,18	0,17	—	—	0,2	—	—	Cc	0,6		
CO_2	0,13	0,23	—	—	0,3	—	—		100,1	100.0	100,0
H_2O+	0,73	1,29	1,74	1,96	(4,0)	(5,2)	(5,9)				
H_2O-	0,09	0,02	0,02	0,02							
Sum	99,78	99,80	99,18	99,13	100,0	100,0	100,0				

1. Calc-silicate-gneiss, Almåskroken (V. M. GOLDSCHMIDT 1915, p. 15).
2. Calc-silicate-gneiss, Skjækerdal. Analyst: R. STOKLAND.
3. Layered basic xenolith, Skjækerdal. Analyst: R. STOKLAND.
4. Rim surrounding the xenolith above (3). Analyst: R. STOKLAND.

The mineralogical changes that occurred in the calc-silicate-gneisses by their immersion in the magma consisted substantially in an amphibolitization of the gneisses. The marginal rims consist of hornblende and a few per cent of quartz. The rim has been analysed (Table 1), and the composition of the hornblende calculated after subtraction of 4 per cent of SiO_2:

$$W_2X_{4\cdot2}Y_{0\cdot8}Z_8O_{22}(OH)_2$$

$$W = Na_{0\cdot2}Ca_{1\cdot7}K_{0\cdot1} \quad X = Mg_{2\cdot5}Fe_{1\cdot7} \quad Y = Al_{0\cdot5}Ti_{0\cdot15}Fe'''_{0\cdot15} \quad Z = Si_7Al_1$$

$$\text{mg} = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}''' + \text{Mg} + \text{Mn}} = 0.57$$

The optical data of the hornblende are: $Z = Y$ = brown-green, X = light yellow. Z: c = 21—22°. 2 V = (—) 77°. $N\gamma = 1.673 \pm 0.003$, $N\alpha = 1.656 \pm 0.003$.

The hornblende of the main part of the xenolith has a little lower index of refraction ($N\gamma = 1.652 \pm 0.003$), indicating a higher mg-value.

The behavior of quartzose xenoliths in basic magmas has been dealt with in a series of papers by D. L. REYNOLDS and A. HOLMES, and recently reviewed by N. HOLGATE (1954). Although I believe that the feldspathic veins and quarzbearing ocelli of REYNOLDS and HOLMES are of a magmatic origin (H. CARSTENS 1958a); we may recall that the principal elements introduced into the supposed xenoliths are believed to be Al, K and Na.

Chemical analyses of a layered xenolith and the surrounding calc-silicate-gneisses of Skjækerdal (Table 1), show that Fe, Mg, Ca and water have been given off by the basic magma to the xenolith. Si, Al and alkalies are subtracted from the inclusion. This is in excellent harmony with the results of F. F. GROUT (1937). The main difference between the rim and the interior of the xenolith is an enrichment of divalent iron in the rim and a corresponding impowerishment of calcium. The iron enrichment resulted in a lowering of the mg-value as shown above.

The exchange of ions between xenolith and magma probably occurred along the existing bedding planes, shown by the fact that individual layers commonly

have been subjected to different degrees of alteration. This may also be the reason for the absence of zoning except for the thin hornblende rims.

A series of events during the last stages of assimilation is shown in Fig. 4. The banding of the xenolith can still be followed into the gabbro. Small pieces of the xenolith are broken up and incorporated in the hybrid.

Fig. 4. Layered basic xenoliths being assimilated by the gabbro. The banded structure can be traced into the hybrid. 3,3 ×

Layered basic inclusions, apparently very similar to the Skjækerdal xenoliths occur according to S. Foslie (1941, pp. 167—168) near to the boundaries of the great hypersthene-gabbro intrusion of Råna in the north of Norway. Foslie believed that they were thermally altered calcareous schists or older basic rocks. Garnet-bearing micaschists with intercalated limestone beds surround the entire gabbroic complex.

The present writer has examined these inclusions where the main road to Narvik cuts through the gabbro. They are usually quite small with the shape of a disk or a sheet, but larger fragments may also be found. It was noticed that the banding of the inclusion sometimes parallelled the steeply inclined foliation

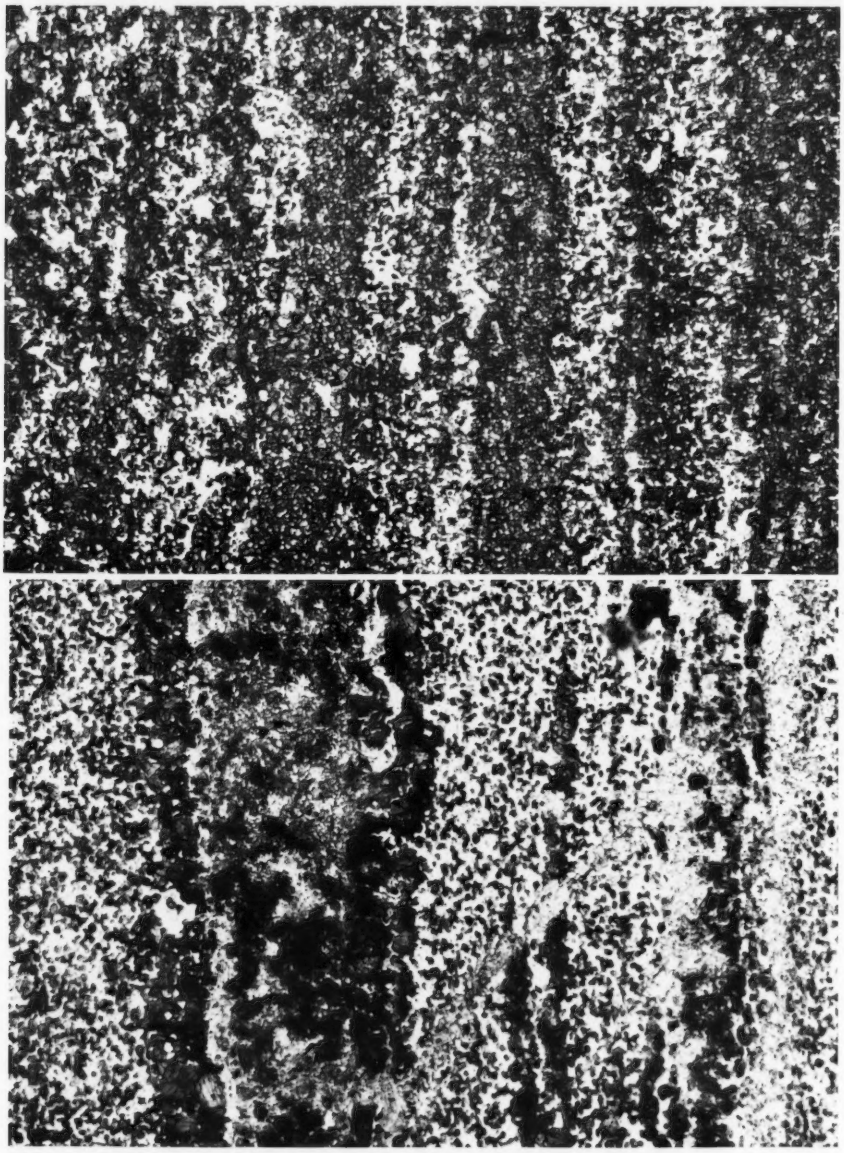

Fig. 5. Photomicrographs of layered structures in two basic inclusions in the Råna gabbro. 11 ×. Left: orthopyroxene-clino-pyroxene-plagioclase hornfels. The broad band in the upper half of the picture consists of clinopyroxene bordered on both sides by orthopyroxene. Right: clinopyroxene plagioclase hornfels

of the gabbro at this locality. The foliation is mainly due to oriented hypersthene rods. A faint banding may be developed in the gabbro parallel to the foliation.

Different types of layered basic inclusions occur in the Råna gabbro.

The small inclusions seem to have been completely altered to plagioclase-pyroxene rocks with a granular hornfels texture. Fig. 5 (right) shows a photomicrograph of a banded plagioclase-clinopyroxene rock having about $^2/_3$ of

pyroxene. Minor amounts of iron ore are present. The inclusion is — analogous to some of the Skjækerdal xenoliths — bordered by a narrow rim, 1—2 mm wide, of more coarse-grained clinopyroxene. The plagioclase is an acid andesine ($N\alpha = 1{,}543 \pm 0{,}003$). The $N\gamma$-index of refraction of the pyroxene of the interior is $1{,}705 \pm 0{,}003$, and $1{,}690 \pm 0{,}003$ in the rim.

Orthopyroxene and clinopyroxene coexist in another inclusion, Fig. 5 (left). They occur, however, in separate layers as illustrated by the following sequence from one of the thin sections:

band of orthopyroxene and plagioclase
7 mm layered band of clinopyroxene and plagioclase
9 mm layered band of orthopyroxene and plagioclase
2 mm band of clinopyroxene
1 mm band of orthopyroxene and plagioclase
2 mm band of clinopyroxene and plagioclase

The pyroxenes of this inclusion and the surrounding gabbro have been investigated in some detail (H. Carstens 1958b). Table 2 demonstrates that the proportion of $\frac{Fe}{Fe + Mg}$ is greater in the pyroxenes of the gabbro than in the pyroxenes of the inclusion. The plagioclase is slightly zoned. The composition of the core is about An 77 ($N\alpha = 1{,}567 \pm 0{,}003$). The plagioclase of the hypersthene-gabbro isslightly more basic.

Table 2. *Iron concentration in orthopyroxene and clinopyroxene in layered basic inclusion and gabbro*

	$\frac{Fe}{Fe + Mg}$ atomic %
Orthopyroxene, inclusion	0,20
Orthopyroxene, gabbro	0,26
Clinopyroxene, inclusion	0,16
Clinopyroxene, gabbro	0,20

The separation of the rhombic and the monoclinic pyroxene of the latter inclusion, definitely points to a metasomatic origin of the inclusion. Gravitative differentiation can, despite small differences in specific gravity, hardly account for the separation of ortho- and clinopyroxene in different layers. To my knowledge, a similar banding has not been encountered in banded gabbros of supposed igneous origin.

The greater inclusions, being similarly banded, consist of hornblende, biotite, feldspar, quartz and calcite, and are, no doubt, altered micaschists. The enrichment of iron an dmagnesiu min these inclusions compared to the normal micaschists, is clearly demonstrated in Table 3. In my opinion, probably all of the layered basic inclusions in the Råna gabbro represent basified calcareous sediments.

Table 3. *Partial spectrographic analyses of the inclusions in the gabbro of Råna*

	Mica-schist	Hornblende mica-bearing layered inclusion	Hornblende mica-bearing layered inclusion
TiO_2	1,45	1,40	1,60
Fe_2O_3	8,6	10,4	12,5
MnO	0,15	0,25	0,30
MgO	8,0	8,7	13,0

The error is less than 10 per cent, probably less than 5 per cent.

Several basic inclusions, some of which are banded, occur in the gabbro of Frøyna on the west coast of Norway (N. H. Kolderup 1928, pp. 131—139). A thin section of one of the xenoliths sampled during a short visit to the island last summer, showed the presence of labradorite (An 58), chlorite pseudomorphoses after augite and anthophyllite in about equal quantities, and minor amounts of biotite. The country rocks are nicely layered mica-schists. Quartz, biotite,

feldspar, chlorite and epidote are present. No conclusive evidences concerning the origin of the xenoliths are obtained, but the banding suggests a sedimentary parentage: hornfelsed calcareous schists or basified mica-schists.

The xenoliths of layered granular hornfels in the tertiary hypersthene-gabbro of Ardnamurchan in Scotland may show a great resemblance to the Norwegian basic inclusions. The Ardnamurchan xenoliths are recently restudied by M. K. WELLS (1951 and 1952), and by him considered to have originated by metasomatism of sediments. I have had the opportunity to study these xenoliths in the field, and agree with Wells at least regarding some of the hornfels inclusions. G. M. BROWN (1955), however, calls attention to the similarity between the banded hornfelses and basic rocks of the layered intrusion on Rhum, and suggests that the layered granular hornfelses were derived from a hidden layered series beneath the Ardnamurchan hypersthene-gabbro that were caught up by the magma and thermally metamorphosed. It is extremely interesting that Brown has shown that the small scale banding, typical of the layered xenoliths of Norway, is by no means foreign to large basic intrusions. It may therefore be suggested that the basification of the xenoliths in a small scale corresponds to the formation of large banded gabbroic complexes. Evidence of wholesale gabbroization of sedimentary rocks is still lacking, but the Råna gabbro display some features which find an easy explanation if it be assumed that the sediments were soaked in a gabbroic magma. These are the alignment of the inclusions parallel to the foliation and the banding of the gabbro. According to the nomenclature of GOODSPEED (1948), these inclusions may therefore not be true xenoliths and should be termed skialiths.

References

BROWN, G. M.: A suggested igneous origin for the banded granular hornfelses within the hypersthene-gabbro of Ardnamurchan, Argyllshire. Mineral. Mag. **30**, 529—533 (1955). — CARSTENS, H.: Origin of feldspar inclusions in the lamprophyres off Kristiansand. Norsk geol. T. **1958**a. — Distribution of some trace elements in coexisting ortho- and clino-pyroxene. Norsk geol. T. **1958**b. — FOSLIE, S.: Tysfjords geologi. Norg. geol. Undersøkelse **1941**, Nr 149. — GOLDSCHMIDT, V. M.: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-gebiets. Videnskapsselskapets Skr. I, mat.-nat. Kl. **1915**, Nr 10. — GOODSPEED, G. E.: Xenoliths and Skialiths. Amer. J. Sci. **246**, 515—525 (1948). — GROUT, F. F.: Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. **48**, 1521—1572 (1937). — HOLGATE, N.: The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis. J. Geol. **62**, 439—480 (1954). — KOLDERUP, N. H.: Fjellbygningen i kyststrøket mellem Nordfjord og Sognefjord. Bergens Museums Årsbok 1928. Nat. rekke, Nr 1, **1928**. — TAYLOR, J. H.: The composite dike at Brockhill, Worcestershire. Mineral. Mag. **25**, 538—549 (1940). — VOGT, J. H. L.: The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. III. J. Geol. **29**, 515—539 (1921). — Nickel in igneous rocks. Econ. Geol. **18**, 307—353 (1923). — WELLS, M. K.: Sedimentary inclusions in the hypersthene-gabbro, Ardnamurchan, Argyllshire. Mineral. Mag. **29**, 715—736 (1951). — The structures and petrology of the hypersthene-gabbro intrusion, Ardnamurchan, Argyllshire. Quart. J. geol. Soc. **109**, 367—394 (1952). — WOODARD, H. H.: Diffusion of chemical elements in some naturally occurring silicate inclusions. J. Geol. **1957**.

HARALD CARSTENS, Statens råstofflaboratorium Trondheim, Norway

Tabellen zur Röntgenstrukturanalyse

Von **Konrad Sagel**, Frankfurt a. M. (Anleitungen für die chemische Laboratoriumspraxis. Herausgegeben von **H. Mayer-Kaupp**. 8. Band.) VIII, 204 Seiten 8°. 1958. Steif geheftet DM 28.—

Inhaltsübersicht: **Tafeln zur Indizierung der Kristallinterferenzen:** Braggsche Gleichung und quadratische Formeln. Indizierung von Pulveraufnahmen. Fehler und ihre Eliminierung bei Debye-Scherrer-Aufnahmen. Fehler bei Rückstrahlaufnahmen mit einer flachen Kamera. Linienverschiebung beim Geiger-Müller-Diffraktometer. Brechungskorrektur. Drehkristallaufnahmen. Einige kristallographische Formeln. **Tafeln 1—24. — Tafeln zur Bestimmung der Linienintensitäten:** Absolute Intensitäten. Die Absorption der Röntgenstrahlen. Absolute Intensitäten der häufigsten Meßverfahren. Relative Intensitäten. **Tafeln 1—29. — Tafeln zur Analyse des diffusen Untergrundes:** Die von der Atomanordnung abhängige Streuintensität. Die inkohärente Streuung. Die Temperaturstreuung. Bestimmung der Nahordnung in binären Legierungen mit Hilfe der molekularen Verteilungsfunktionen. **Tafeln 1—5. — Einige physikalische und mathematische Tafeln: Tafeln 1—9. Namenverzeichnis. — Sachverzeichnis. — Anhang. Tafel zur Indizierung kubischer und tetragonaler Gitter. Tafel zur Indizierung hexagonaler Gitter.**

Das Tabellenwerk entstand aus dem Bedürfnis heraus, dem Röntgenpraktiker bei seiner täglichen Arbeit das ständige zeitraubende Nachschlagen und Suchen in den verschiedensten Büchern oder das Ausrechnen nichttabellierter Funktionen zu ersparen. Die Vielfältigkeit des Gebotenen macht das Buch für alle Probleme der Röntgenstrukturanalyse zu einem wertvollen Hilfsmittel, das eine bis jetzt bestehende Lücke in dem Fachschriftentum schließt. Wer sich als Physiker, Chemiker oder Metallkundler mit Röntgenuntersuchungen beschäftigt, wird in den Tabellen und den Formelsammlungen für alle Aufgaben eine unentbehrliche Unterstützung finden.

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

6. Band **Inhaltsverzeichnis** 2. Heft

Seite

ZEMANN, J., Beitrag zum Verständnis von Zustandsdiagrammen in Systemen mit überwiegend heteroplarer Bindung. Mit 3 Textabbildungen 89

NIEMANN, H., Chemische Analysen und Dünnschliffausmessungen am Granit vom Wurmberg und Königskopf im Harz 96

SIGVALDASON, G. E., Das Liparitvorkommen der Móskardshnjúkar auf Island. Mit 3 Textabbildungen 100

HÖHLING, H. J., Bemerkung zu dem „Serpentintalk" aus dem Zechsteinanhydritprofil der Erdgasbohrung Frenswegen 3 im Emsland 108

SCHÜLLER, K.-H., Das Problem Akmit—Ägirin. Mit 22 Textabbildungen 112

CARSTENS, H., Layered basic xenoliths in some Norwegian gabbros. With 5 Figures in the Text 139

Hinweise für Autoren

Es wird gebeten, bei der Abfassung der Manuskripte folgendes zu beachten:

1. Ausführung der Arbeiten, die in Deutsch, Englisch oder Französisch abgefaßt sein können, in Maschinenschrift auf einseitig beschriebenen Blättern.
2. Voranstellungen einer kurzen Zusammenfassung des Inhalts *vor* dem Text, bzw. Inhaltsübersicht mit Seitenangabe.
3. Angabe von Ursprungsort und Abschlußdatum.
4. Es ist notwendig, den vollen ausgeschriebenen Vornamen des Verfassers anzugeben.
5. Fußnoten sind laufend durch die ganze Arbeit durchzunumerieren.
6. Literaturangaben, die nur im Text berücksichtigte Arbeiten enthalten dürfen, erfolgen mit vollständigem Titel der Arbeit, Zeitschriftentitel, Band-, Seiten- und Jahreszahl. Bücher müssen mit vollem Titel, Auflage, Ort, Verlag und Jahr zitiert werden. Die Literaturangaben sind am Schluß der Arbeit nach den Autorennamen *alphabetisch* anzuordnen.
7. Zeichen für Maßeinheiten, Konstanten, Formelzeichen, Abkürzungen usw. sind in Übereinstimmung mit dem Gmelinschen Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl., zu bringen.
8. Die Beschriftung der Abbildungsvorlagen wird lediglich mit Bleistift erbeten; erläuternder Text dazu ist gesondert beizufügen. Angabe einer kurzen, aber erschöpfenden *Unterschrift* für jede Abbildung erbeten.
9. Besondere Hervorhebungen im laufenden Text erfolgen durch *Kursivsatz* und sind im Manuskript durch *Unterstreichen* der betreffenden Wörter zu bezeichnen.
10. Für Kleindruck vorgesehene Stellen sind am Rande des Manuskriptes durch einen vertikalen Strich unter Beifügung des kleinen Buchstabens p zu kennzeichnen.
11. Autoren-Namen werden in Kapitälchen (MEIER) gesetzt und sind im Manuskript mit Großbuchstaben zu schreiben.

Springer-Verlag, Berlin · Göttingen · Heidelberg — Druck der Universitätsdruckerei H. Stürtz AG., Würzburg
Printed in Germany

Postverlagsort Berlin

BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

TOM. F. W. BARTH
OSLO

W. v. ENGELHARDT
TÜBINGEN

P. ESKOLA
HELSINKI

HERAUSGEGEBEN VON

C. W. CORRENS
GÖTTINGEN

6. BAND, 3. HEFT

MIT 17 TEXTABBILDUNGEN

(ABGESCHLOSSEN AM 10. JULI 1958)

SPRINGER-VERLAG
BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG
1958

Preis DM 18.80

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie

Begründet und herausgegeben 1947 von O. H. Erdmannsdörffer unter Mitwirkung von C. W. Correns und H. Steinmetz als „Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie". Ab Band 1 Heft 2/3 herausgegeben von O. H. Erdmannsdörffer unter Mitwirkung von C. W. Correns, F. K. Drescher-Kaden u. H. Steinmetz.

Redaktion ab Band 4 Heft 5 (1955): C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden, D. Hoenes u. H. Steinmetz; für Band 5 Heft 1: C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden u. H. Steinmetz; für Band 5 Hefte 2—4: C. W. Correns unter Mitwirkung von F. K. Drescher-Kaden, W. v. Engelhardt u. H. Steinmetz.

Ab Band 6 „Beiträge zur Mineralogie und Petrographie", Berlin, Springer

---

Die **„Beiträge zur Mineralogie und Petrographie"** erscheinen zwanglos in einzeln berechneten Heften, die zu Bänden vereinigt werden, und sind durch die Buchhandlungen zu beziehen.

Von jeder Arbeit werden 50 Sonderdrucke unentgeltlich geliefert, weitere gegen entsprechende Berechnung.

Der Autor erhält einen Unkostenersatz von DM 20.— für den 16seitigen Druckbogen.

Es wird ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß mit der Annahme des Manuskriptes und seiner Veröffentlichung durch den Verlag das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder an den Verlag übergeht. Grundsätzlich dürfen nur Arbeiten eingereicht werden, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind, und die auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen der Autor sich verpflichtet. Bei Einsendung des Manuskriptes ist mitzuteilen, ob dasselbe oder eines ähnlichen Inhalts schon einer anderen Zeitschrift angeboten wurde.

Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrophotographien u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Bei Arbeiten aus Instituten ist eine Erklärung des Direktors oder eines Abteilungsleiters beizufügen, daß er mit der Publikation der Arbeit aus dem Institut bzw. der Abteilung einverstanden ist und den Verfasser auf die Aufnahmebedingungen aufmerksam gemacht hat.

Manuskripte und alle redaktionelle Anfragen werden erbeten an:

Professor Dr. Tom. F. W. Barth, Mineralogisch-Geologisches Museum, Oslo 45 (Norwegen) oder an

Professor Dr. C. W. Correns, Sedimentpetrographisches Institut der Universität, (20b) *Göttingen, Lotzestraße 13,* oder an

Professor Dr. W. v. Engelhardt, Mineralogisches Institut der Universität, Tübingen, Wilhelmstraße 56 oder an

Professor Dr. P. Eskola, Mineralogisches Institut der Universität, Helsinki (Finnland)

Springer-Verlag

Heidelberg	**Berlin W 35**
Neuenheimer Landstr. 28—30	Reichpietschufer 20
Fernsprecher 27901	Fernsprecher 130131

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in dieser Zeitschrift berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, daß solche Namen im Sinn der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Inhaltsverzeichnis siehe Umschlagseite 4

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 147—181 (1958)

Aus den Mineralogischen Instituten der Universitäten Freiburg i. Br. und Saarbrücken

Untersuchungen am Tholeyit von Tholey (Saar)

Von

DIETER JUNG

Mit 14 Textabbildungen

(Eingegangen am 1. März 1958)

Inhaltsübersicht

Seite

A. Geschichte des Begriffes „Tholeyit" 147

B. Beschreibung der Schaumberg-Gesteine und ihrer nächsten Nachbarn 149

I. Tholeyit s. str. 149

1. Geologie des Vorkommens 149

2. Petrographie und chemische Zusammensetzung 151

a) Das Gestein megaskopisch. S. 151. — b) Die einzelnen Minerale S. 152. — α) Plagioklase. — β) Pyroxene. — γ) Olivin. — δ) Akzessorien. — ε) Mesostasis. — ζ) Hornblende. — η) Chlorit. — ϑ) Iddingsit. — ι) Mandelfüllungen. — ϰ) Zusammenfassung. — c) Modaler Mineralbestand und Differentiation S. 158. — d) Struktur S. 162. — e) Chemische Zusammensetzung S. 163. — f) Plagiaplite S. 165. — g) Stellung des Tholeyits s. str. im System der magmatischen Gesteine S. 167

II. Pigeonit-Tholeyit und doleritischer Olivinbasalt 169

III. Zusammenfassung Saar 172

C. Abgrenzung gegen Palatinit und Navit 173

D. Vergleich mit anderen Tholeyiten 175

Zusammenfassung 179

Literatur 180

Auf Grund von Untersuchungen am Originalvorkommen des Tholeyits, dem Schaumberg bei Tholey (Saar), wird der Begriff „Tholeyit" als Gesteinsname, nicht als Bezeichnung eines Magmentyps, neu definiert. Dabei wird seine Stellung im Gesteinssystem nach TRÖGER an Hand von modalen Mineralverhältnissen (Plagioklas : Alkalifeldspat : Quarz) festgelegt. Gleichzeitig wird der so gewonnene Begriff abgegrenzt:

a) gegen die saureren und basischeren Glieder der Schaumberg-Gesteinsserie.

b) gegen die im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet vielfach mit Tholeyiten verknüpften Native und Palatinite,

c) gegen die Tholeyite und tholeyitischen Basalte der angelsächsischen Autoren.

Ferner werden die Unterschiede zwischen dem Gestein Tholeyit und dem tholeyitbasaltischen Magma herausgestellt und diskutiert.

A. Geschichte des Begriffes „Tholeyit"

1841 nennt STEININGER zum erstenmal die „doleritischen Trappgesteine" des Schaumberges bei Tholey „*Tholeiite*" und definiert sie als ein „*Gemenge von Albit mit Titaneisen*". Er hatte sie bereits ein Jahr vorher ohne besondere Namensgebung beschrieben und hatte auch ihre Ähnlichkeit mit den Doleriten von Steinheim und Büdingen, die er als „Gemenge von Albit mit Magneteisen" charakterisiert, erkannt. Um den — vermeintlich wesentlichen — Unterschied in der Mineralführung auszudrücken, belegte er die Schaumberggesteine mit einem eigenen Namen.

1887 definiert ROSENBUSCH den Tholeiit neu als *intersertal struierten Melaphyr mit Mesostasis.* Dieser Neudefinition vorangegangen war eine heftige Diskussion um den Inhalt des Begriffes zwischen LASPEYRES (1866—1869), LOSSEN (1886 bis 1891), STRENG (1873) und ROSENBUSCH (1877 und 1887), in welcher der 1869 von LASPEYRES für ein Gestein von Norheim an der Nahe eingeführte Name „Palatinit" beträchtliche Verwirrung stiftete. Spätere Bearbeiter der Saar-Nahe-Pfalz-Gesteine, genannt seien vor allem M. SCHUSTER (1906—1933) und REIS (1903), hielten sich im wesentlichen an die Rosenbuschsche Definition von 1887.

1889 und 1890 übernehmen TEALL und JUDD den Namen als „tholeite", aber ganz im Sinne ROSENBUSCHS, für ihre nordenglischen und schottischen Augit-Andesite.

1924 schränken die Autoren des „MULL MEMOIR" (THOMAS 1924) den „Tholeiite" ein auf *nichtporphyrische, intersertal struierte, olivinfreie bis olivinarme* Gesteine mit $SiO_2 < 55$ Gew.-%. Grobkörnige Tholeyite nennen sie Quarz-Dolerite. TYRELL (1928) dagegen, und mit ihm auch HOLMES und HARWOOD (1929), versteht unter „tholeiite" auch Gesteine *mit Anorthit-Einsprenglingen.*

1935 teilt TRÖGER in seinem „Kompendium" einen *gemessenen Mineralbestand des Originalvorkommens* mit. Gleichzeitig benennt er einige Tholeyit-Varietäten.

1939 nennt RITTMANN, wohl im Anschluß an die Veröffentlichungen der englischen Autoren, den Tholeyit *einen olivinfreien Basalt* mit *granophyrischer Zwischenmasse* und *Pigeonit* oder *Orthaugit* als wesentlichem mafischen Silikat.

Damit ist die Entwicklung des Begriffes „Tholeyit" als Gesteinsname im großen und ganzen beendet. Alle Autoren sind sich darüber einig, daß der Tholeyit

intersertal struiert ist,
eine mehr oder weniger große Menge Mesostasis führt,
olivinarm bis olivinfrei ist.

Über die Natur des *wesentlichen* mafischen Silikates, ob Pigeonit, Orthaugit oder monokliner Augit, gehen die Meinungen auseinander.

Eine andere Anwendung fand das Wort bei der Benennung von *Magmentypen.*

1930 und 1933 benützt KENNEDY es zur Bezeichnung eines seiner beiden *Urmagmen:* tholeyitbasaltisches Magma (= Nonporphyritic Central Magma-type des „Mull Memoir") im Gegensatz zum olivinbasaltischen Magma (= Plateau Magma-Type des „Mull Memoir"). Im Anschluß daran, und anknüpfend an eine vorhergehende Arbeit WASHINGTONS (1922) begann man, die meisten Plateaubasalte (Keweenawan, Oregon, Paraná-Becken, Deccan, Stormberg, Sibirien) und viele Diabase, Dolerite und Quarz-Dolerite (Whin Sill, Palisade Sill, Karroo, West-Australien und Tasmanien) seinem tholeyitbasaltischen Magma zuzuordnen.

Die durch die Kennedysche Hypothese von der Existenz zweier Urmagmen ausgelösten Kontroversen, ob es deren zwei oder nur eines gebe, und die damit zusammenhängenden Überlegungen über dessen oder deren horizontale und vertikale Anordnung, Ausdehnung und Verteilung unter der festen Oberkruste, interessieren hier nicht. Als Resultat ergab sich jedenfalls, daß der Begriff „tholeyitisch" immer verschwommener wurde und daß er mit den widersprechendsten Inhalten gefüllt wurde. (Siehe dazu z. B. TILLEY 1950 und TURNER u. VERHOOGEN 1951).

1948 ziehen A. K. WELLS und M. K. WELLS, gefolgt 1949 von TOMKEIEFF, die Konsequenz und schlagen vor, „tholeyitisch" durch andere Ausdrücke zu ersetzen.

Davon unabhängig möchte 1952 DALY

a) wegen der wenig genauen Definition und wegen der unterschiedlichen Anwendung,

b) wegen der unklaren Schreibweise (s. unten),

c) wegen der für Englischsprechende schwierigen Aussprache des „th"

die Worte „Tholeyit" und „tholeyitisch" nicht mehr gebrauchen und stattdessen „Palatinit", neudefiniert als in Norm und Modus olivinfreier Basalt, benutzen.

Anmerkungen zur Schreibweise

STEININGER (1841) schreibt „Tholeiit" mit zwei „i". Ebenso schreibt er den Ortsnamen im Begleittext „Tholei", in den Karten und Profilen dagegen aber „Tholey". Einen Grund für diese Verschiedenheit gibt er nicht an, es kam wohl zur damaligen Zeit nicht so genau darauf an. ROSENBUSCH (1887) übernimmt „Tholeiit", LOSSEN (1889) benützt „Tholeyit" mit „y"; ihm schließt sich 1914 M. SCHUSTER an. Bei TEALL (1889) und JUDD (1890) wandelt sich der Name zu „tholeite", mit nur einem „i"; im „*Mull Memoir*" (THOMAS 1924) wird aber wieder „tholeiite" daraus.

Heute sind alle drei Schreibweisen im Gebrauch. TRÖGER (1935) entscheidet sich für „Tholeiit", ebenso schreiben alle Autoren des englischen Sprachbereiches. GUIMARÃES (1946) schreibt über „magmas toleiticos", ohne „h" und mit nur einem „i". FISCHER (1951) aber benützt „Tholeyit".

Der Steiningerschen Schreibweise mit zwei „i" gebührt sicher die Priorität, dagegen ist aber einzuwenden, daß der Gesteinsname, da von einem Ortsnamen hergeleitet, auch entsprechend diesem geschrieben werden soll. Die amtliche Schreibweise des Ortsnamens ist und war aber stets „Tholey"; darum wird in vorliegender Arbeit „*Tholeyit*" mit „y" geschrieben.

B. Beschreibung der Schaumberg-Gesteine und ihrer nächsten Nachbarn

I. Tholeyit s. str.

1. Geologie des Vorkommens

Das von STEININGER 1840 und 1841 zum erstenmal beschriebene Gestein stammt vom Schaumberg bei Tholey (Saar). Tholey liegt etwa 30 km nördlich von Saarbrücken am Fuß und am Südost-Hang des Schaumbergs, der sich mit seinen 568 m über NN um mehr als 200 m schroff über die flach gewellte Landschaft der ihn umgebenden unterrotliegenden Sedimente erhebt.

Der Schaumberg ist der an der heutigen Oberfläche anstehende Teil eines rund 200 m mächtigen Lagergangs basischer Gesteine, der an der Wende vom Unterrotliegenden zum Oberrotliegenden, das ist die saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung nach STILLE, konkordant in die unterrotliegenden Sedimente eingeschoben wurde. Die heute nachweisbare Erstreckung dieses Lagergangs geht von Pkt 332,8 (etwa 2 km südwestlich Steinbach, Meßtischblatt Lebach) bis zu Pkt 396,4 (etwa 3 km nördöstlich von Tholey, Meßtischblatt Nohfelden), das ist eine streichende Erstreckung von 10 km. Die größte Mächtigkeit am Schaumberg beträgt etwa 210 m, nach den Seiten zu verringert sie sich schnell auf 50 und 20 m (Abb. 1 und 2). Der liegende Kontakt mit dem Sediment ist, soweit beobachtbar, völlig konkordant, der hangende ist nach oben ausgewölbt. Die daraus resultierende schwache Diskordanz mit der Sedimentdecke in Richtung des Streichens ist aber in keinem Aufschluß direkt sichtbar. Das Generalstreichen geht von SW nach NE, das Fallen nach NW. Die in unmittelbarer Nähe des hangenden oder liegenden Kontakts im Sediment gemessenen Werte für das Fallen schwanken zwischen 6° und 15°.

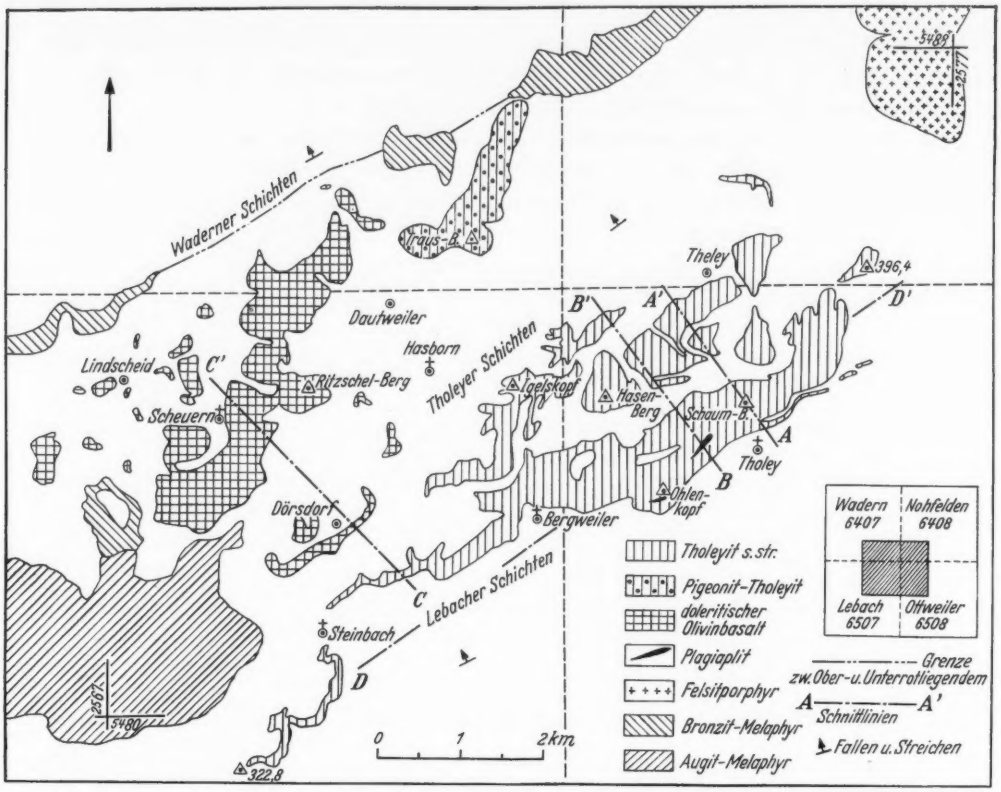

Abb. 1. Übersichtskarte des Intrusivgebietes von Tholey (Saar). *Kartenunterlagen:* Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Maßstab 1:25000, Blätter Lebach Nr. 6507, Nohfelden Nr. 6408, Ottweiler Nr. 6508, Wadern Nr. 6407

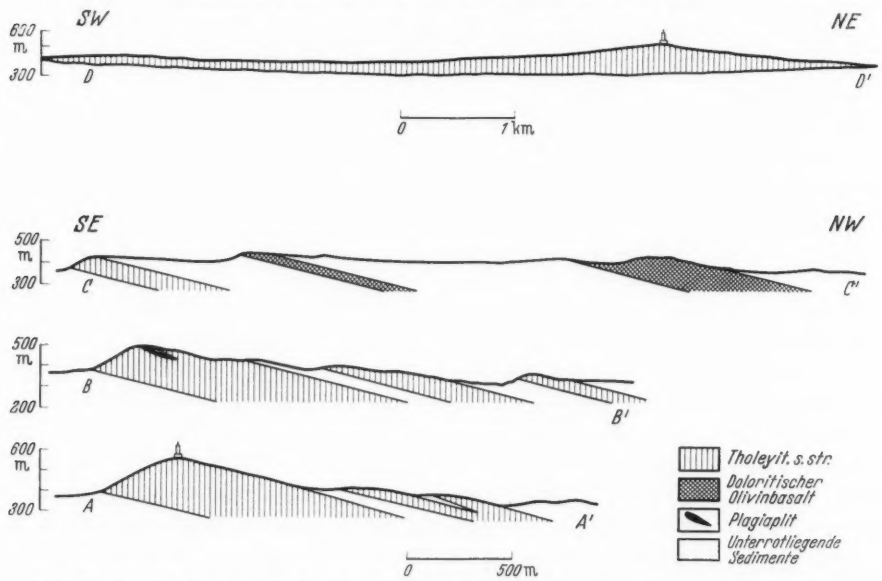

Abb. 2. Querprofile (A—A', B—B', C—C') und Längsprofil (D—D') zur Übersichtskarte

Form und Ausdehnung des Gesteinskörpers in NW-Richtung unter die Sedimente sind unbekannt.

In den Lagergang eingeschlossen sind mehrere Sedimentpakete, die einige Zehner-Meter lang und mehrere Meter mächtig werden können. Ihr Fallen und Streichen sind stets konkordant zu Fallen und Streichen der Sedimenthülle.

Stratigraphisch liegt der Schaumberglagergang im oberen Drittel der Lebacher Schichten. Bei einer Gesamtmächtigkeit der Lebacher Schichten von 300 m (THEOBALD 1952) und der darüberfolgenden — und zur Zeit der Intrusion bereits abgelagerten — Tholeyer Schichten von 100 m, beträgt die Intrusionstiefe 200—250 m.

Die liegenden Sedimente in Kontaktnähe sind vorwiegend feinstkörnige glimmerführende Sandsteine. Die Kontaktwirkung in ihnen ist äußerst gering, sie drückt sich nur in einer ganz leichten Frittung tonreicher Stellen aus. Tonarmer Sandstein, wie z. B. an der Straße Nr. 269 am Galgenberg, zeigt überhaupt keine Veränderung. In den im Lagergang eingeschlossenen Sedimentpaketen und in den Schiefertonen des Daches ist die Frittung intensiver. Die dünnblättrige Schichtung ist einer unregelmäßigen polyedrischen Teilbarkeit gewichen; statt der sonst üblichen dunkelgrauen Färbung treten hellrote und rotbraune Farbtöne auf. Die Mächtigkeit der Kontaktwirkung dieser Art beträgt einige Zehner-Meter.

Hornfelse, als Zeugen stärkerer kontaktmetamorpher Beeinflussung, sind nur an zwei Stellen im Hangenden des Lagergangs nachgewiesen. Ein dichter, splittrig brechender, hellgrau-grüner Typ steht 300 m nördlich vom Schaumbergturm an der Fahrstraße an. Seinem Mineralbestand nach (Quarz, Epidot, Rutilnädelchen, nichtauflösbare Grundsubstanz) entspricht er dem schon 1840 von STEININGER erwähnten und 1887 von LOSSEN beschriebenen Hornschiefer. Ein zweiter, pechschwarzer Hornfels-Typ findet sich am Schaumberger Hof, 400 m nordwestlich vom Turm. Ebenfalls dicht, splittrig, hat er Mineraldurchmesser von weniger als 5 μ; er ist aber von Streifen und Bändern durchzogen, in denen Quarze bis zu 50 μ und Oligoklasleisten bis zu 40 μ groß werden. Der Mineralbestand weicht von dem des hellen Typs ab: im wesentlichen Quarz, daneben zahlreiche Oligoklasleisten, idiomorpher Magnetit, dünne Ilmenittäfelchen, Apatit, sehr wenig Epidot. Dazu kommt eine Grundsubstanz, bestehend aus einem sphärolithisch aggregierten Chlorit mit leichtem Pleochroismus von grünlich nach farblos und schwacher Doppelbrechung (Delessit?). Beiden Hornfelstypen gemeinsam ist ein ausgeprägtes Implikationsgefüge der Quarze.

Über dem Schaumberglagergang, in den Tholeyer Schichten, liegen noch zwei kleinere Lagergänge, der Hasenberg- und der Igelskopflagergang, mit Mächtigkeiten von 20—100 m und Längsausdehnungen von rund 3 km. Ihre Lage zueinander und zu dem Schaumberglagergang ist aus Abb. 1 und 2 ohne weiteres ersichtlich. Ob zwischen den drei Sills Querverbindungen bestehen ist zur Zeit unbekannt.

2. Petrographie und chemische Zusammensetzung

a) Das Gestein megaskopisch. Der Tholeyit vom Schaumberg ist im frischen Zustand ein dunkles, schwach grünlich-graues Gestein. Bei der Verwitterung geht diese Farbe schnell in schmutzig-braun über. Mit der Lupe erkennbar sind 1—3 mm lange und bis zu 1 mm breite Plagioklasleisten, etwa $^1/_4$ mm große Erzkörner und in den gröber kristallinen Varietäten auch einzelne Augite.

Die Textur ist überall richtungslos-körnig, nur an einer Stelle am oberen Salband, in der Nähe des Schaumberger Hofes, deuten geregelte Plagioklasleisten eine leichte Fließtextur an.

Die Absonderung ist grob-quaderförmig, nie säulig oder plattig. Die Verwitterung erzeugt in dem unfrischen Material überall konzentrisch-schalige Strukturen mit Durchmessern bis zu 80 cm. Besonders schön zu sehen sind diese „Tholeyit-Kugeln" an der Straße Nr. 269 gleich am NE-Rand von Tholey und 1,5 km nördlich von Bergweiler, an der Straßengabelung Hasborn-Theley. Es sei aber hier betont, daß der Verfasser nicht der Meinung ist, die kugelig-schalige Verwitterung sei nur für die Tholeyite charakteristisch.

b) Die einzelnen Mineralien. Das Magma des Schaumberg-Lagergangs war im Moment der Intrusion noch zu 90 Vol.-% flüssig. In den 10—20 cm dicken Abschreckungszonen direkt an den beiden Salbändern findet man 6 Vol.-% Plagioklas- und 4 Vol.-% Olivin-Einsprenglinge. Diese 10 Vol.-%-Kristalle wurden schon vor der Intrusion gebildet und dann in den Lagergang mit „eingeschwemmt". Die Intrusionstemperatur dürfte daher 900—1000° C betragen haben.

Der gesamte übrige Mineralbestand, so wie er heute vorliegt, bildete sich zu einem Teil während der anschließenden langsamen Abkühlung und zum anderen Teil in der zeitlich damit verknüpften, teils direkt anschließenden Phase einer Autohydrometasomatose, einem „Kochen im eigenen Saft".

Als primäre Hauptgemengeteile haben wir Plagioklas und diopsidischen Augit. An Nebengemengeteilen liegen Olivin und nur an wenigen Stellen und in unbedeutenden Mengen Orthopyroxene vor; als Übergemengeteile treten Apatit, Magnetit und Ilmenit auf. Einen in seiner Menge sehr variablen primären Bestandteil stellt die feinkörnige Zwickelfüllung zwischen Plagioklasleisten und Augitkörnern (= Mesostasis, Zwischenklemmungsmasse oder Zwischenmasse) dar. Ferner bildeten sich Hornblende, Chlorit und Iddingsit, außerdem in den obersten Partien des Lagergangs, und auch da vorwiegend im Bereich der höchsten Aufwölbung, kleine Mandeln mit Chlorit-, Karbonat- und Chalzedonfüllung.

α) Die Plagioklase. Sie sind stets idiomorph kristallisiert und bilden ein lockeres Gerüst von wirrgelagerten, nach (010) plattigen Individuen, die im Dünnschliff meist als gestreckte Leisten erscheinen. Deren normale mittlere Größe beträgt im Schliff 1,5—2,0 mm für die Länge und 0,5—0,8 mm für die Breite. Obere Werte sind 3,0—3,5 mm Länge und 1,0—1,5 mm Breite. Die meisten Plagioklase sind klar durchsichtig, ohne oder nur mit wenigen Einschlüssen (dann meist Apatitnadeln) und mit nur schwach angedeuteten Spaltrissen. Alle Plagioklase sind zonar gebaut, und zwar vom Kern nach außen kontinuierlich zonar. Stufenweise Änderung des An-Gehaltes und oszillierende Zonarstruktur mit wechselnd fallendem und steigendem An-Wert wurden nicht beobachtet. Über die Meßwerte unterrichtet die Tabelle 1. Die angegebenen Bereiche von An-Mol.-% umfassen die Variationsbreite der in ein und demselben Schliff bei mehreren Messungen gefundenen Werte. Wo es ging wurde der Kern nach der üblichen Fedorowschen Methode gemessen (REINHARD 1931); zur Kontrolle wurden stets auch einige Messungen nach der Rittmannschen Zonenmethode (1929) durchgeführt. Beide Verfahren gaben gut vergleichbare Werte. Deren Unsicherheit beträgt $\pm$ 5 Mol.-% An. Zur Auswertung wurden die Trögerschen Tabellen (1952) Nr. 234, Kurve der Hochtemperatur-Optik, genommen.

Die An-Differenz zwischen Kern und Rand ist sehr unterschiedlich, sie kann über 30 Mol.-% An betragen. Wie man aus der Tabelle 1 sieht, hat bei der Mehrzahl der vermessenen Plagioklase der Kern eine Basizität von An_{55-60}. Die Ränder fallen im Mittel auf An_{22-28} ab. In einigen Fällen wurden Kerne mit An_{60-65} und Rändern mit $_{28-30}$, in anderen Kerne mit An_{45-50} bei Rändern mit An_{24-25} gefunden. Die Differenz An_{Kern}—An_{Rand} schwankt also zwischen 20 und 30 Mol.-%. Nur in zwei Fällen, in verschiedenen Schliffen, wurden für den Schaumberg-Tholeyit extrem hohe An-Werte gefunden: An_{68} und An_{71}. Keiner der beiden Werte wurde durch andere Messungen im gleichen Schliff bestätigt.

Tabelle 1. *An-Werte der Plagioklase im Schaumberg-Tholeyit*

Probe Nr.	Kern		Rand		Bemerkungen
	An-Wert	Zahl der Messungen	An-Wert	Zahl der Messungen	
2	47—53	10	24—25	4	
5	47—51	7	26—27	2	
6	47—51	3			
8	49—55	9	22—25	4	
9	51—55	6	32	1	
10	62—63	5	28—32	3	
11	58—65	4	28—30	3	
13	59—65	7	30	3	
14	59—61	3	31	1	
15	59—64	6	29	4	maximal An 71 (1mal gemessen)
18	55—60	5	22	3	
19	55—61	3			
20	54—58	3			maximal An 68 (1mal gemessen)
33	54—60	4			Einsprenglinge, kaum zonar
33	45—47	4	28	2	Grundmasseleisten
35	48—55	7	25—30	3	
36	55—57	3			
39	58—63	9	26—31	5	
42	58—59	1			Einsprengling
44	60	1			Einsprengling
44	40—44	10			Grundmasseleisten
47	53—59	5	30—32	2	
49	50—54	6			
50	55—60	3			
62	58—61	7	27	1	
63	57—60	6	23—24	2	
64	49—56	8	21—23	2	
65	50—56	7	30	1	
69	58—62	3			Hasenberg-Lagergang
71	55—59	3			Hasenberg-Lagergang

An drei Stellen wurden Stücke mit zwei ausgeprägten und deutlich voneinander getrennten Plagioklasgenerationen gefunden (Probe 33, 42 und 44). Die Einsprenglinge haben hier An_{54-60}, die Grundmasseleisten nur An_{40-47}; es besteht also ein deutlicher Sprung in der Basizität der Plagioklase.

Hier genannt seien auch die An-Messungen der Plagioklase von zwei Proben des Hasenberg-Sills (Proben 69, 71). Mit An_{55-62} im Kern scheinen sie nicht wesentlich verschieden zu sein von denen des Schaumbergs.

Bei einem derart ausgeprägten Zonarbau der Plagioklase erhebt sich natürlich die Frage nach dem mittleren An-Gehalt. Das einfachste Verfahren zu seiner Ermittlung, nämlich zwischen den beiden Extremwerten von Kern und Rand das

arithmetische Mittel zu bilden, gibt sicher falsche Werte, da es die Volumanteile der einzelnen An-Zonen am Gesamtkristall nicht berücksichtigt. Um für den mittleren An-Gehalt bessere Angaben zu bekommen, wurde ein auf der Rittmannschen Zonenmethode beruhendes Verfahren ausgearbeitet, bei dem die Volumanteile der Zonen mit $An_{<50}$ und $An_{>50}$ einigermaßen genau erfaßt werden können (JUNG, 1955). Im Schaumberg-Tholeyit wurden eine Reihe Plagioklase nach dieser Methode untersucht, die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengestellt. In Spalte 5 stehen die einfachen arithmetischen Mittel, in Spalte 6 die nach der neuen Methode gefundenen. Man sieht sofort, daß 1. die arithmetischen Mittel — mit einer Ausnahme — stets kleiner sind als die Werte in Spalte 6, daß 2. die Differenzen der Einzelwerte untereinander in Spalte 5 groß (38,5—52,0) und in Spalte 6 geringer sind (46,75—53,5) und daß 3. der mittlere An-Gehalt unserer Plagioklase zwischen *49* und *50* liegt.

Tabelle 2. *Mittlerer An-Gehalt der Plagioklase des Schaumberg-Tholeyits*

Probe Nr.	An-Wert (Kern)	An-Wert (Rand)	An_{Kern} minus An_{Rand}	Arithmetisches Mittel zwischen An_{Kern} und An_{Rand}	Nach JUNG (1955) verbesserter mittlerer An-Wert
8	55	22	33	38,5	46,75
8	53	33	20	43,0	47,25
9	59	30	29	44,5	49,00
10	62	32	30	47,0	50,75
10	62	28	34	45,0	49,00
11	60	28	32	44,0	49,00
11	58	30	28	44,0	48,50
13	58	30	28	44,0	49,50
13	62	30	32	46,0	51,25
14	61	31	30	46,0	50,25
14	68	33	35	50,0	47,75
15	65	27	38	46,0	52,00
15	71	33	38	52,0	53,50
15	63	28	35	45,5	49,75
39	60	33	27	46,5	50,00
39	59	25	34	42,0	48,50
47	55	32	23	43,5	47,50
47	55	30	25	42,5	47,75
Mittel aus 18 Werten				45,0	49,00

Bei der Bestimmung des mittleren An-Gehaltes wurde ein bei manchen Kristallen ausgebildeter Saum von Oligoklas mit An_{16-18} außer acht gelassen. Dieser Saum ist in sich nicht zonar, sondern er zeigt einheitlich nahezu 0° Auslöschung. Seine Grenze gegen den Plagioklas, den er umhüllt, ist meist durch eine dünne Reihe von winzig kleinen Einschlüssen, Erzstaub, Apatitkörnchen und eine blaßgrünliche chloritische Substanz betont. Mit der Mesostasis ist er meist entlang einer unregelmäßigen Linie verzahnt. Damit steht er im Gegensatz zu den Plagioklasen, die mit einer Randzone von An_{20} an die Mesostasis stoßen; deren Grenze gegen den betreffenden Kristall ist stets glatt und scharf. So liegt die Vermutung nahe, daß der Oligoklas-Saum sich aus der Restschmelze zusammen mit der Zwischenklemmungsmasse gebildet hat. Vielleicht lag sogar zwischen der Hauptkristallisationsphase der Plagioklase und der Endkristallisation von Oligoklas und Mesostasis ein zeitlicher Zwischenraum.

Von den nach der Reinhardtschen Methode mit Hilfe eines Stereogrammes vermessenen Plagioklasen waren 45% nach dem Albit-, 32% nach dem Karlsbad- und 32% nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz verzwillingt. Zwillinge nach dem Periklin-Gesetz wurden: insgesamt 6mal, bei 217 Messungen, solche nach dem Manebach- und dem Baveno-links-Gesetz je einmal gefunden. Einfache und polysynthetische Verzwillingung scheinen beide gleich häufig vorzukommen.

Zur Vervollständigung der Beschreibung der Plagioklase seien noch einige *Sondererscheinungen* erwähnt, deren Bildungsmechanismus nicht geklärt sind und die auch im Rahmen vorliegender Arbeit nicht weiter untersucht wurden. Einige Plagioklase zeigen in ihren An-reichen Kernen eine eigenartige *Felderteilung* in kleine rechteckige Bezirke, die rein dem Aussehen nach einer Mosaikeinteilung ähneln. Die einzelnen Felder zeigen z.T. Zonarbau, z.T. löschen sie einheitlich aus. Die An-ärmeren Randzonen eines solchen Kristalls zeigen diese Erscheinung nicht.

Manche Kristalle enthalten eine große Zahl von unregelmäßig geformten *Einschlüssen* einer nicht identifizierten Substanz, die auf annähernd konzentrischen Linien entlang der Zonarbaurichtung in den Kernen angeordnet sind. Die Lichtbrechung des Einschlusses ist immer kleiner als die des Plagioklases. Zum Teil sind die Einschlüsse farblos, feinstkörnig, z.T. grünlich mit leichtem Pleochroismus nach gelblich bis farblos. Auch hier tritt die Erscheinung nur in den An-reichen Kernen auf. Felderteilung und Einschlüsse sind oft miteinander kombiniert.

Auch die dritte Sondererscheinung, eine Art „*Fischgräten-Muster*", ist auf die Zentren der Kristalle beschränkt. Zwei ungefähr aufeinander senkrechte Liniensysteme kreuzen sich und laufen nach den Rändern hin aus. Ihre Richtung läuft annähernd diagonal zu der Längsrichtung des Kristalls. Von jeder Hauptlinie aus „wachsen" nach rechts und links feinere Seitenlinien, die entweder bis zur nächsten gegenüberliegenden Hauptlinie durchgehen oder blind enden. Von jeder Seitenlinie selbst können wieder andere Linien abzweigen und so fort. Es wurden Verzweigungen in der 4. „Generation" beobachtet. Die dünnsten Linien eines solchen Systems sind weniger als 1,0 μ stark.

Kristallskelette und kleine Plagioklasleisten in der Mesostasis werden zusammen mit dieser besprochen.

β) Die Pyroxene. Im gesamten Bereich des Schaumberg-Lagerganges wurden — mit einer einzigen Ausnahme — nur diopsidische Augite gefunden. Pigeonit wurde nirgends beobachtet. Die Werte für 2 V_z liegen im Mittel zwischen 46° und 54° (65 Messungen). In einigen zonar gebauten Exemplaren wurden im Kern Werte zwischen 50° und 58°, am Rand zwischen 34° und 42° gemessen. Andere, relativ zum Mittel = 46—54°, hohe oder niedrige Werte (z. B. 58° und 38°) sind sicher auf diese zonare Änderung der Pyroxen-Optik zurückzuführen. Bei Individuen, die annähernd senkrecht zur Richtung c geschnitten waren, wurde $Z \wedge c$ im Stereogramm konstruiert. Dabei ergaben sich für die Auslöschung Werte zwischen 38° und 45°. Die Rosenbuschsche Feststellung (1887), daß Enstatit für den Schaumberg-Tholeyit charakteristisch sei, konnte also *nicht* bestätigt werden.

Im allgemeinen sind die diopsidischen Augite des Schaumberg-Tholeyits vollkommen frisch. Alle zeigen einen leichten Pleochroismus von farblos bis gelblich nach blaßlila. Sie dürften also eine merkliche Menge Ti enthalten. Bei beginnender Zersetzung lagert sich ein mehr oder weniger breiter Erzsaum um die Kristalle.

Im unteren Teil des Lagerganges sind sie xenomorph und bilden mit den sie zerschneidenden idiomorphen Plagioklasleisten ein ideales ophitisches Gefüge. Eine bevorzugte Ausbildung längs c ist hier nicht zu erkennen. Im mittleren Teil herrschen kleine xenomorphe Körner vor, die als Einzelindividuen die Zwickel zwischen dem Plagioklasgerüst ausfüllen (intergranulares Gefüge Hoenes, in

FREUND 1955, S. 562). In den oberen Partien, bei mengenmäßig überwiegender Mesostasis, erscheinen die Pyroxene als 2—3 mm lange, nach *c* gestreckte Säulen, in oft schöner idiomorpher Ausbildung. Diese Idiomorphie besteht aber nur gegen die Mesostasis und gegen die äußersten Randzonen der Plagioklase. Gegen die Plagioklaskerne sind sie auch hier xenomorph.

Vereinzelt treten, vor allem in den oberen Partien des Sills, Augite auf, die nach (001) eingelagerte Entmischungslamellen von Orthopyroxen zeigen. Im mittleren Teil sind viele Augite mehr oder weniger breit von Hornblende ummantelt.

Bemerkenswert sind noch gebogene Augitleisten mit undulöser Auslöschung, die ebenfalls in den oberen Partien erscheinen. Ihre Entstehung wird auf leichte Schubbewegungen während des zähplastischen Zustandes des Gesteins zurückgeführt.

Bei der oben erwähnten Ausnahme von der Regel, daß diopsidischer Augit als einziger Pyroxen auftritt, handelt es sich um einen Orthopyroxen, der in wenigen großen Körnern *neben* dem normalen Augit in einem Stück vom Hang des Ohlenkopfs gefunden wurde. Er ist farblos, kaum pleochroitisch (grünlich), optisch negativ und hat 2 $V_{\bar{x}} = 68°$ bzw. 67° (Probe Nr. 20). Es handelt sich also um einen *Bronzit* mit 20—25% Fe^{++}.

Außer diesem vollkommen frischen Orthopyroxen wurden noch in einigen Schliffen Pseudomorphosen von Iddingsit nach einem gestreckten, prismatischen Mineral beobachtet, die als ehemaliger Orthopyroxen angesprochen wurden. Es sind aber immer nur geringe Mengen, so daß ihr Auftreten nichts an der Feststellung ändert, daß der diopsidische Augit das charakteristische mafische Mineral des Schaumberg-Tholeyits ist.

γ) Der Olivin. Nur im untersten und obersten Drittel unseres Lagerganges hatte sich Olivin gebildet. Als erste silikatische Ausscheidung war er idiomorph, wurde aber hinterher von Iddingsit und chloritischer Substanz pseudomorphosiert. Die Ursache dieser quantitativen Umwandlung war eine spät- bis postmagmatische Autometasomatose, der der Olivin restlos zum Opfer fiel.

δ) Die Akzessorien. Der *Apatit* ist stets säulig-nadelig ausgebildet. Einzelne Individuen erreichen ein Verhältnis von Länge : Breite = 60:1. Er erscheint als Einschluß sowohl in den basischen Plagioklaskernen als auch in den Pyroxenen. Die Hauptmenge jedoch liegt in der Zwischenmasse, in den Zwickeln des Plagioklasleisten-Gerüstes.

Der *Magnetit* bildet schöne idiomorphe Kristalle mit Durchmessern bis zu $^1/_4$ mm, die etwa gleichzeitig mit den Pyroxenen kristallisiert sind. Wahrscheinlich ist er auch noch, neben anderen opaken Mineralien, ein häufiger Bestandteil des feinen „Erzstaubs", der die Mesostasis durchsetzt.

Der *Ilmenit* kommt einmal in durchscheinenden hellnelkenbraunen Blättchen vor, die schön pseudo-hexagonal kristallisiert sind. Dann bildet er auch in der Mesostasis langgestreckte verzweigte Kristallskelette.

ε) Die Mesostasis. Die wesentlichen Bestandteile der Zwickelfüllung sind *Orthoklas* und *Quarz*. Aus chemischen Pauschalanalysen und aus Beobachtungen, die bei der Besprechung der plagiaplitischen Differentiate angeführt werden, kann man schließen, daß ihr Verhältnis zueinander etwa 4:1 ist, daß der Orthoklas also überwiegt. Dementsprechend zeigt er an manchen Stellen die Tendenz zu leistenförmiger Ausbildung. An anderen Stellen herrscht die Tendenz zur Bildung von eisblumenförmigen Wachstumsformen. Im allgemeinen aber sind Orthoklas

und Quarz xenomorph und sind miteinander, ebenso wie die Orthoklaskörner untereinander, eng verzahnt. Die Grenzen zwischen den Einzelkörnern sind deshalb bei normaler Schliffdicke unscharf und verschwommen. Der Orthoklas wurde auf Grund seiner niederen Lichtbrechung (Lichtbrechung des Orthoklas < Lichtbrechung des Kanadabalsams < Lichtbrechung des Quarzes) und auf Grund seines optisch negativen Charakters als solcher identifiziert. Graphische Verwachsungen mit Quarz, die man eigentlich häufig erwarten sollte, kommen zwar vor, sind aber doch relativ selten. Nur in den wenigsten Fällen bildet der Orthoklas zusammenhängende klar durchsichtige Flächen. In der Regel ist er dicht mit feinsten Einschlüssen durchsetzt, die ihn trüb erscheinen lassen. Diese Trübung, die nicht durch Verwitterungsneubildungen erzeugt wird, erlaubt es, ihn von Quarz und Oligoklasleisten, -säumen und -skeletten zu unterscheiden.

Dieser *Oligoklas*, in den drei Formen: Säume um andere Plagioklase, verzwillingte Einzelleisten und Kristallskelette, stellt die dritte Komponente der Mesostasis dar. Er hat eine Auslöschung von 0° zur Spur von (010), Brechzahlen in der Größenordnung von der des Kanadabalsams und ist optisch teils positiv, teils negativ. Sein An-Gehalt beträgt somit etwa 17 Mol.-%.

Frische *Pyroxene* wurden in der Mesostasis nicht beobachtet. Vielleicht entstand auf ihre Kosten ein Teil des *Chlorits* (hellgrün, leicht pleochroitisch, schwache Doppelbrechung), der in schuppigen und radialfaserigen Aggregaten die Zwischenmasse durchsetzt. Der größte Teil dieser Chlorite wird aber als autometasomatisch chloritisierte Glasbasis gedeutet.

Die Häufung von Erz und Apatit in den Zwickeln wurde bereits erwähnt.

ζ) Hornblende. Im mittleren Teil des Lagers hat sich in merklichen Mengen Hornblende als ein den Pyroxenen orientiert aufgewachsener Saum gebildet. In Spuren kann sie auch in den übrigen Teilen des Sills beobachtet werden. Ein deutlicher Pleochroismus von farblos nach lichtnelkenbraun, nach den Rändern zu manchmal in grüne Töne übergehend, die faserige bis säulige Ausbildung und eine von der des Pyroxens verschiedene Auslöschungsschiefe unterscheiden sie deutlich von dem Pyroxen, den sie ummantelt. Ihre Entstehung verdankt sie der Erhöhung des H_2O-Partialdruckes im Laufe der Abkühlung, mit dem sich die Pyroxene ins Gleichgewicht zu setzen suchten. Inwieweit dieser Vorgang noch der magmatischen Erstarrung oder schon der Autometasomatose angehört, soll hier nicht entschieden werden.

η) Chlorit. Er ist sekundär während der postmagmatischen Autohydrometasomatose entstanden, und tritt in wirrstrahligen, schuppigen und radialblättrigen Aggregaten auf. Teils pseudomorphosiert er Olivin, teils wurde er aus der Glasbasis gebildet, teils stellt er die letzte Bildung in kleinen Chalzedon-Chlorit-Mandeln dar, die sich vor allem in der Nähe des hangenden Kontaktes bildeten. Der Hauptteil ist hellgrün, schwach pleochroitisch nach blaßgrün bis farblos, kaum doppelbrechend. Somit ist er der Delessitgruppe zuzurechnen. Es wurden aber auch Aggregate beobachtet mit einem deutlichen Pleochoismus von blaß- nach intensivgrün und einer Doppelbrechung von etwa 0,01. Danach gehören diese Aggregate zur Thuringitgruppe.

ϑ) Iddingsit. Der Iddingsit, braun und gelb mit intensivem Pleochroismus nach blaßgelb und relativ hoher Doppelbrechung (etwa 0,045), kommt in zwei Ausbildungsformen vor. Einmal pseudomorphosiert er Olivin, so in den unteren

Teilen des Lagerganges, und zeigt dabei eine Maschenstruktur, ähnlich der des Serpentins. Die zweite Form sind parallel gelagerte Fasern, die ehemals prismatisch ausgebildete Minerale pseudomorphosieren. Von diesem ursprünglichen Mineral ist nirgends auch nur ein Restchen frisch erhalten geblieben. Höchstwahrscheinlich war es Orthopyroxen. Diese Form des Iddingsit wurde beim Integrieren als „Iddingsit nach Orthopyroxen" von den Olivinpseudomorphosen getrennt. Rein äußerlich ähneln diese „Iddingsite nach Orthopyroxenen" stark den Pseudomorphosen von Bastit nach Orthopyroxen. Bastit wird auch von ROSENBUSCH für den Schaumberg-Tholeyit erwähnt. Die intensive braune Farbe, der deutliche Pleochroismus und die hohe Doppelbrechung unterscheiden unseren Iddingsit aber von Bastit, der nirgends beobachtet wurde.

ι) Mandelfüllungen. Die Mikromandeln im oberen Drittel des Lagergangs sind das Anfangsstadium einer, im Schaumberg-Tholeyit allerdings nirgends weitergeführten, Mandelsteinbildung. Ihre Erstbildungen sind direkt auf der Mesostasis aufsitzende Halbkugeln von radial angeordnetem Chalzedon oder, an der freien Seite, idiomorph ausgebildete Tief-Quarze. Die Restfüllungen, wenn der Chalzedon und der Quarz fehlen aber auch oft die einzige, stellen schöne sphärolithische Aggregate von Delessit dar. Mit Karbonat gefüllte Mandeln (als letzte Bildung noch nach dem Chlorit) wurden nur an einer Stelle beobachtet. Auch die Mandeln sind Produkte der Autometasomatose unseres Tholeyits.

ϰ) Zusammenfassung. Zusammenfassend ist also zu sagen, daß der primäre Mineralbestand des Tholeyits von Tholey (Plagioklas, Olivin, Pyroxen, Mesostasis, Akzessorien) durch eine Autohydrometasomatose verändert wurde, die im einzelnen bewirkte:

1. die vollständige Umwandlung von Olivin in Chlorit und Iddingsit,
2. die teilweise Umwandlung von Orthopyroxen in Iddingsit,
3. die Chloritisierung der Glasbasis,
4. die Bildung von Chalzedon-Chlorit-Karbonat-Mandeln,
5. vielleicht auch die Umwandlung von Pyroxen in Hornblende.

Da bei der Integration zur Bestimmung des modalen Mineralbestandes die Iddingsitpseudomorphosen nach Olivin und Orthopyroxen stets auseinandergehalten und dem einen oder dem anderen dieser primären Minerale zugesprochen werden konnten, entspricht der anschließend zu beschreibende Modus der Schaumberg-Gesteine den ursprünglichen Verhältnissen der Primärminerale zueinander.

Die chemische Pauschalzusammensetzung wurde durch die Sekundärvorgänge nicht wensentlich verändert.

Ob und inwieweit unser Tholeyitmagma während der Autometasomatose flüchtige Bestandteile an das Nebengestein abgegeben hat, läßt sich beim derzeitigen Stand der Untersuchungen nicht beurteilen.

c) Modaler Mineralbestand und Differentiation. Zur quantitativen Erfassung und Beschreibung des Schaumberg-Tholeyits wurden 22 Integrationsanalysen mit dem Leitzschen Integrationstisch ausgeführt. Die dazu verwendeten Proben sind an ziemlich gleichmäßig über den gesamten Eruptivkörper verteilten Stellen gesammelt worden (Abb. 3). Wegen der durchschnittlichen Länge der Plagioklasleisten von 1,5—2,0 mm, wurde angestrebt, Meßlinien von mehr als 200 mm Länge zu bekommen; der Traversenabstand betrug immer 1 mm. Stichproben haben gezeigt, daß die so erhaltenen Werte gut reproduzierbar sind. Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Abb. 3. Verteilung der Fundpunkte am Schaumberg. ● Proben aus dem Anstehenden; ○ Lesestück

Tabelle 3. *Modaler Mineralbestand des Schaumberg-Tholeyits*

Probe Nr.	Freier Quarz	Plagioklas	Diop. Augit	Orthopy.	Olivin	Hbl. () u. Idd. nach Orthopy.	Akzessorien	Mesostasis	Mandeln	Meßlänge in mm	Alk.-F. Plag.	Quarz (ber.)	FZ
2	(0,5)	34	9	—	5,5	+	6,5	45	+	610	44:56	5,5	21
5	(2)	35	11,5	—	+	+	6	45	2,5	418	43,5:56,5	5,5	17,5
6	+	41	13,5	—	4	—	4,5	37	+	301	36:64	4,5	22
8	(1)	30	13	—	7,5	+	4	45,5	+	254	47:53	5,5	24,5
9	(1)	36	18	—	—	+	5,5	33	7,5	335	37:63	4	23,5
10	(2)	48	19	—	—	6	5	22	—	423	23,5:76,5	2,5	30
11	+	44	13	—	9	—	2,5	31,5	—	230	32:68	3,5	24,5
13	+	41	16,5	—	4,5	—	4,5	33,5	—	266	34:66	4	25,5
14	—	40	11,5	—	9,5	—	3,5	35,5	—	217	36:64	4,5	24,5
15	+	47	11	—	9,5	+	6	26,5	—	244	27,5:72,5	3	26,5
18	+	48,5	13	—	5,5	+	6,5	26,5	—	185	27:73	3	25
19	+	66,5	6,5	—	10,5	1	3	12,5	—	211	11,5:88,5	1,5	21
20	—	66	8	—	12,5	—	4	7	—	202	7,5:92,5	1	27,5
32	(2)	45,5	10	3	5	1′	7,5	31	—	295	31:69	3,5	23,5
35	(4)	40	18	—	2	+	5	35	—	259	36:64	4	25
39	+	57	13,5	—	7	—	2,5	20	—	232	19,5:80,5	2,5	22,5
47	+	42,5	18,5	—	0,5	—	5	23,5	10	281	27:73	3	24
50	+	66	5,5	—	11	—	2,5	15	—	245	14:86	1,5	18
62	(1)	53	15	—	7,5	—	4,5	20	—	386	20:80	2	27
63	+	56	14,5	—	7,5	—	4	18	—	496	18:82	2	26
64	+	45	15	—	—	4′	4	32	—	381	31,5:68,5	4	23
167	+	59	19	—	4,5	+	3	14,5	—	360	15:85	1	26,5

Die in Klammer gesetzten Werte für freien Quarz bedeuten, daß sie beim Integrieren zwar ausgehalten, aber dann zur Mesostasis gerechnet wurden.

Für die Berechnung des Verhältnisses Alkalifeldspat/Plagioklas wurde Plag:Or:Qz = 16:72,5:11,5 (= Modus des Plagiaplits) zugrunde gelegt. Der daraus sich ergebende Oligoklas wurde dem gemessenen Plagioklas zugezählt.

Infolge einer während der Kristallisation stattgefundenen Schweresonderung, einer gravitativen Kristallisationsdifferentiation, variieren die Anteile der einzelnen Mineralien in weiten Grenzen. So beträgt der Variationsbereich für die Hauptkomponenten:

Plagioklas .	34 bis 66,5 Vol.-%
Pyroxen . .	5,5 bis 19,5 Vol.-%
Olivin . . .	0 bis 12,5 Vol.-%
Mesostasis .	7 bis 45,5 Vol.-%

Die Schwankungen von Olivin und Pyroxen geben allerdings nur bedingt ein richtiges Bild vom Ausmaß der Schweresonderung, weil sich ja der Olivin im Reaktionsungleichgewicht mit der Restschmelze erhalten hat. So erkennt man, vor allem beim Vergleich der Modalverhältnisse Pyroxen: Olivin der Proben 19, 20 und 50 mit den übrigen, daß zwischen den Anteilen der beiden Mineralien eine umgekehrte Relation besteht.

Plagioklas und Mesostasis spiegeln ein besseres Bild der Schweresonderung wider, denn im allgemeinen kann man sagen, daß die Proben mit hohem Plagioklasanteil aus dem liegenden Teil des Lagers stammen und daß die Plagioklasmenge nach oben zu kleiner wird. Für die Mesostasis gilt das Umgekehrte.

Wirksam war die Schweresonderung vor allem im Bereich der größten Mächtigkeit des Sills, etwa in dem Teil zwischen dem Schaumberg und dem Ohlenkopf. Eine Vorstellung von ihrem Umfang gibt das in Abb. 4 dargestellte Diagramm. Die Proben, an Hand derer es aufgestellt wurde, entstammen alle einem Querprofil, das etwa entlang der Schnittlinie A—A′ zwischen Tholey und der Höhe des Schaumbergs verläuft (Abb. 1 und 3).

Sofort ins Auge springend ist die starke Variation im Verhältnis Plagioklas zu Mesostasis vom Liegenden zum Hangenden. Hier kommt die langsame Abnahme des Plagioklas und die starke Zunahme der Mesostasis nach oben hin gut zum Ausdruck. Das Maximum des Plagioklasanteils liegt in der Höhe der Probe 167, etwa 50 m über dem liegenden Kontakt, also noch im untersten Viertel des Sills. Der höchste Wert für die Mesostasis liegt dagegen unter dem hangenden Kontakt. Auch die Summe Pyroxen + Olivin hat ihren höchsten Wert im liegenden Teil, infolge der erst später einsetzenden Kristallisation der Pyroxene allerdings etwas höher im Profil als der Plagioklas.

Die Schweresonderung konnte deshalb so gut vonstatten gehen, weil die Viskosität der abkühlenden Tholeyitschmelze wegen des hohen H_2O-Gehaltes bedeutend niedriger war und langsamer anstieg als in „trockenen" Schmelzen gleicher Zusammensetzung.

Man sieht auch, daß der Olivin vorwiegend unten, in geringer Menge oben, auskristallisierte. Am Dach hatte er wegen der starken Mineralisatorwirkung des H_2O länger Zeit und bessere Gelegenheit sich mit der Restschmelze ins Gleichgewicht zu setzen. Im mittleren Teil hat er sich erst gar nicht gebildet oder er hat vollständig mit der Restschmelze reagiert.

In unserem Schaumberg-Sill hat also eine deutliche Lagendifferentiation stattgefunden. Zwischen den einzelnen „Lagen" gibt es aber keine scharfen Grenzen, keine sprunghaften Änderungen des Modus, sondern kontinuierliche Übergänge mit allen Zwischentypen.

Die Mineralbestände der Proben des Schaumberg-Profils (Nr. 2, 9, 10, 62, 63, 64, 167) und zweier benachbarter Plagiaplite (Nr. 16, 17) gaben in einem *modalen*

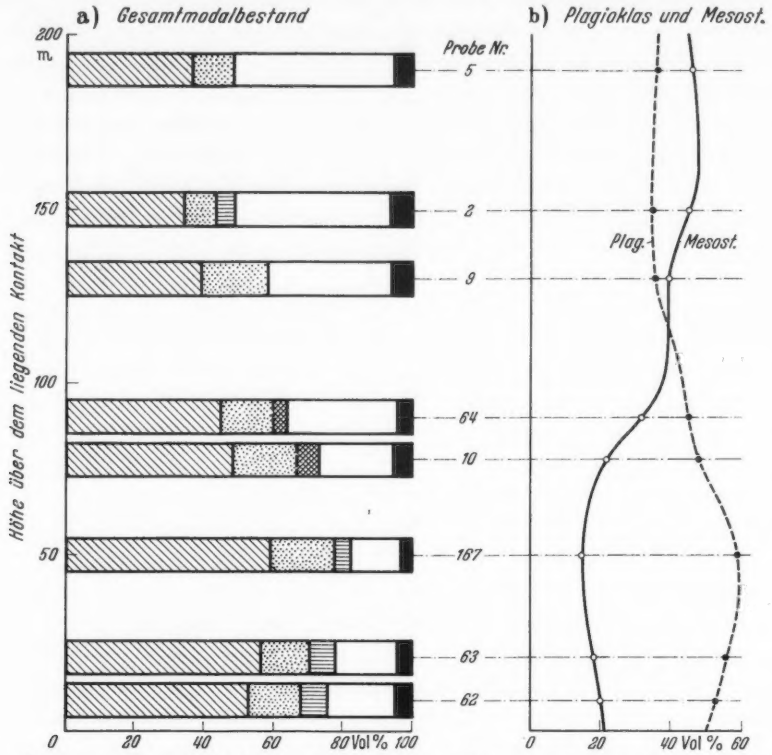

Abb. 4. Änderung des modalen Mineralbestandes im Schaumberg-Lagergang vom Liegenden zum Hangenden. ▨ Plagioklas; ▨ diopsidischer Augit; ▨ Hornblende und Iddingsit nach Orthopyroxen; ▨ Olivin; □ Mesostasis; ■ Akzessorien

Differentiations-Diagramm (Abb. 5) eine deutliche Reihung, die den Gang der Kristallisation und der Differentiation widerspiegelt. Zuerst beginnen die Plagioklase zu kristallisieren, dabei bewegt sich die Zusammensetzung der Restschmelze in Richtung auf die Mafitecke. Mit dem Beginn der Pyroxenkristallisation ändert sie ihre Richtung und nähert sich nun der (Mesostasis- + Orthoklas-) Ecke. Dabei entstehen dann Restdifferentiate aplitischer Natur (Proben 16 und 17).

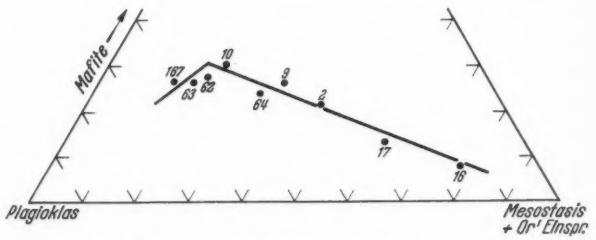

Abb. 5. Differentiationsdiagramm des Schaumberg-Tholeyits; nach den gemessenen Vol.-%

Die Anregung zu dem Diagramm gab das QLM-Dreieck von v. Wolff. Der Unterschied besteht darin, daß a) die gemessenen Vol.-% zu seiner Konstruktion verwendet wurden, und daß b) der Orthoklas von den übrigen Feldspäten getrennt und mit dem Quarz in der Mesostasisecke zusammengestellt wurde, weil ja Orthoklas und Quarz bei der Differentiation zusammengehen.

Zur Festlegung des mittleren Modalbestandes dieses stark differenzierten Gesteinskörpers gibt es zwei Möglichkeiten: man kann einfach alle 22 Integrationsanalysen arithmetisch mitteln, oder aber man teilt den Analysen eines ausgesuchten Profils einen „*Mengenfaktor*" zu, und mittelt sie dann. Weil die Verteilung der 22 integrierten Proben über den Gesteinskörper eine rein zufällige ist, schien der zweite Weg, das Rechnen mit „Mengenfaktor", der bessere zu sein. Er wurde an Hand der Proben 2, 5, 9, 10, 62, 63, 64 und 167 ausgeführt. Dabei wurde jede Probe als repräsentativ angesehen für einen Mächtigkeitsbereich, der sich von ihrem Fundpunkt bis zur Mitte zwischen den hangenden und den liegenden Nachbarn erstreckt. Dieser Bereich gab im Verhältnis zur Gesamtmächtigkeit = 1 den Mengenfaktor. Daraus errechnete sich ein mittlerer Modalbestand von:

	Mittel	Probe Nr. 64
Plagioklas .	44,0	45
Pyroxen . .	16,5	15 + 4 (Hornblende)
Olivin . . .	3,0	—
Akzessorien	5,0	4
Mesostasis .	31,5	32

Abgesehen von dem Olivingehalt, der im Ungleichgewicht auftritt, ist dieser Modus in der Probe 64 annähernd verwirklicht.

d) Struktur. Die Struktur des Schaumberg-Tholeyits wird außer durch die Dauer bzw. die Geschwindigkeit der Abkühlung noch bestimmt durch die Ausscheidungsreihenfolge der Minerale und durch die Schweresonderung. Die absolute Abkühlungsdauer ist für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit von geringem Interesse. Die relative Abkühlungsdauer, als deren Maß man die Kristallinität und die Kristallgröße nehmen kann, und, wenn man will, in unserem Fall auch den Umfang der Lagendifferentiation, hat ausgereicht, ein fast vollständig kristallisiertes Gestein entstehen zu lassen. Soweit das heute überhaupt abschätzbar ist, hat der Anteil der Glasbasis am Gesamtgestein höchstens 1—2 Vol.-% betragen.

Wichtiger für die Struktur ist in unserem Fall die Ausscheidungsreihenfolge. Nach BARTH (1936) ist sie für basaltische Schmelzen bestimmt durch die Lage des darstellenden Punktes einer Schmelze zur Zweiphasengrenzfläche Plagioklas-Pyroxen im Barthschen Konzentrationstetraeder Anorthit-Albit-Diopsid-Hypersthen. Sämtliche sechs, vom Schaumberg-Tholeyit neu angefertigte Analysen fallen in den Plagioklasraum des Barthschen An-Ab-Di-Hy-Tetraeders. Demzufolge ist die Kristallisationsreihenfolge statt Pyroxen—Plagioklas umgekehrt: Plagioklas—Pyroxen, und es resultieren daraus ophitische, intersertale und intergranulare Strukturen. Die sind denn auch im Schaumberg—Lagergang, vor allem im liegenden und mittleren Teil, außergewöhnlich gut ausgebildet, so gut, daß ROSENBUSCH (1887) in ihnen das spezifische Merkmal des Tholeyits überhaupt sehen wollte und diesen als „intersertal struierten Melaphyr" definierte. Im liegenden Teil des Sills werden große Pyroxenkörner, in Einzelfällen mit mehreren Millimetern Durchmesser, kreuz und quer von Plagioklasleisten zerschnitten = ophitische Struktur. Außerhalb der Pyroxenbereiche sind die Zwickel des Plagioklasleistengerüstes von Mesostasis ausgefüllt. Im mittleren Teil des Sills ist die

Struktur mehr intergranular: statt großen von Plagioklasleisten durchspießten Pyroxenen treten kleine xenomorphe Körner auf, die in die Zwickel der Plagioklase eingeklemmt sind. Gleichzeitig wird das Gerüst der Plagioklase lockerer und weitmaschiger.

In den hangenden Partien des Sills haben wir einzelne Kristallgruppen von Plagioklasen und nach *c* gestreckten Pyroxenen, die in eine Pseudogrundmasse aus Mesostasis eingelagert sind. Diese bildet keine echte Grundmasse, d.h. keine zweite Generation von Mineralien, die schon als Einsprenglinge in der ersten Generation vorkommen, und die ihre Entstehung abrupten p-t°-Änderungen verdankt, sondern die Mesostasis hat eine eigene chemische und mineralogische Zusammensetzung. Ihre starke Zunahme im mittleren und oberen Teil des Sills und damit verbunden die kontinuierliche Änderung der Struktur vom Liegenden zum Hangenden wird auf die Schweresonderung zurückgeführt.

Eine echte porphyrische Struktur mit zwei deutlich getrennten Kristallgenerationen wurde nur an wenigen Stellen beobachtet. Sie entstand nur in den Salbandzonen in unmittelbarer Nähe zum Kontakt.

e) Chemische Zusammensetzung. Es wurden vom Schaumberg-Tholeyit sechs neue chemische Analysen angefertigt. Die dazu verwendeten Proben entstammen alle dem schon genannten Querprofil Tholey-Schaumberg. Alle Proben wurden vor der Analyse mikroskopisch auf ihren Erhaltungszustand geprüft um zu vermeiden, daß unfrisches zersetztes Material zur Analyse gelangt. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 5—7 zusammengestellt. Um ihre Interpretation zu erleichtern wurden sie nach Niggli und C.I.P.W. umgerechnet.

Tabelle 4

Chemische Zusammensetzung des Schaumberg-Tholeyits

	Probe Nr.					
	62	63	167	64	2	5
SiO_2	52,62	52,09	51,82	55,25	58,09	57,25
Al_2O_3	16,74	18,52	18,73	15,13	14,17	14,97
Fe_2O_3	4,45	3,96	7,28	3,92	5,34	4,19
FeO	4,15	4,31	0,45	5,03	4,44	5,50
MnO	0,14	0,15	0,19	0,23	0,22	0,19
MgO	5,67	5,16	5,79	3,96	2,46	3,17
CaO	9,02	9,23	9,45	8,01	4,85	5,26
Na_2O	3,03	3,00	2,77	3,52	3,66	3,40
K_2O	1,23	1,30	1,14	1,78	2,88	2,45
H_2O (±)	1,50	1,62	0,94	1,25	1,22	0,99
CO_2	0,05	0,03	0,04	0,48	0,02	0,53
TiO_2	1,46	0,72	1,44	1,18	2,25	1,95
P_2O_5	0,21	0,21	0,11	0,26	0,35	0,25
Summe	100,27	100,20	100,11	100,10	99,95	100,10

Analytiker: Dipl.-Ing. E. Chytrek, Keramische Versuchsanstalt, Villeroy und Boch, Mettlach (Saar).

Die Niggli-Werte sind in einem Diagramm (Abb. 6) dargestellt. Es zeigt sie in Abhängigkeit von der Höhe über dem liegenden Kontakt. Sofort ins Auge springt die starke Zunahme des si-Wertes von 130 unten auf 190 oben. Ähnlich wächst die qz-Zahl von $-1^1/_2$ auf $+21$. Bei den Kationen steigt al leicht an, fm bleibt mehr oder weniger indifferent, c fällt stark — von $25^1/_2$ auf 17 — und alk steigt deutlich von 9 auf $17^1/_2$. Innerhalb von alk wächst k, innerhalb von fm nimmt mg ab. Schön zu sehen ist auch die Veränderung des Verhältnisses alk/(al-alk) zugunsten von alk. Sie drückt eine Zunahme der Alkalifeldspäte aus.

Diese Änderungen des Chemismus laufen den Änderungen von Modus und Struktur parallel.

Tabelle 5. *Niggli-Werte der Analysen des Schaumberg-Tholeyits*

	Probe Nr.					
	62	63	167	64	2	5
si	137	134,5	132,5	156	191	179
ti	3	1,5	2,75	2,5	5,5	4,5
p	0,2	0,2	0,1	0,3	0,5	0,3
al	25,5	28,5	28	25	27	27,5
fm	40	37	37	38	38	39,5
c	25	25,5	26	24	17	17,5
alk	9,5	9	9	13	17,5	15,5
k	,22	,22	,22	,27	,34	,32
mg	,55	,54	,60	,45	,34	,38
qz	−1	−1,5	−3,5	+4	+21	+17
$\frac{alk}{al\text{-}alk}$	0,68	0,46	0,47	1,10	1,84	1,29

Magmentypen (nach NIGGLI 1936). Probe Nr. 62: leukomiharaitisch bis normalgabbrodioritisch; Nr. 63: orbitisch bis leukomiharaitisch; Nr. 167: orbitisch bis leukomiharaitisch; Nr. 64: lamprodioritisch; Nr. 2 normalquarzdioritisch; Nr. 5 monzonitdioritisch.

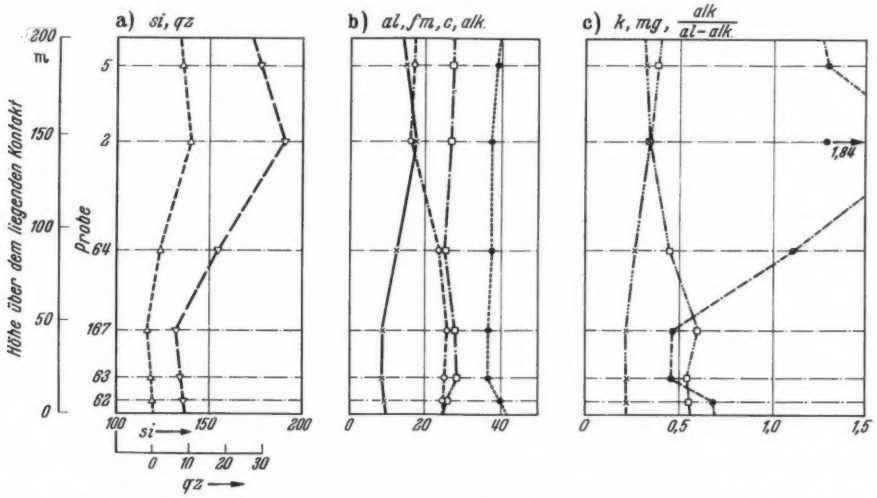

Abb. 6a—c. Niggli-Werte der Schaumberg-Gesteine, dargestellt in Abhängigkeit von der Höhe über dem liegenden Kontakt. a ▽———▽ si; △——△ qu; b □—·—·—□ al; ●·····● fm; o—·—·—o c; ×———× alk. c □—···—···—□ mg; ×—···—× k; ⊕—·—·—⊕ $\frac{alk}{al\text{-}alk}$

Zum Vergleich mit anderen Tholeyiten und tholeyitischen Gesteinen wurde die C.I.P.W.-Norm berechnet. Es scheint nämlich, als sei die Norm hier eine gute Ausdrucksform für die chemische Zusammensetzung von Tholeyiten. Einmal entsprechen die gemäß der Rechenregel zu ermittelnden Mineralien den tatsächlich modal auftretenden: qz, or, ab, an, di, hy, mt, il, ap gegenüber Qz, Or, Plag, diopsid. Aug., Orthopy und Akzessorien; zum anderen decken sich auch Kristallisationsreihenfolge und Rechenreihenfolge bestens. Ein dem modalen Differentiations-Diagramm der Schaumberg-Gesteine (Abb. 5) entsprechendes normatives (Abb. 11) zeigt denn auch eine vollkommen ähnliche Punktverteilung.

Alle Analysen der Schaumberg-Tholeyite ergeben einen merklichen normativen Quarzgehalt. Demzufolge fehlt überall normativer Olivin.

Die Analyse der Probe 167 gibt ein sehr niedriges Fe^{++}/Fe^{+++}-Verhältnis. Als Ursache dafür wird eine nachträgliche Oxydation angenommen, die sich allerdings mikroskopisch nicht hat nachweisen lassen. Die Folgen der Oxydation für die Norm sind: Diopsid und Hypersthen enthalten keinen Ferrosilit, sie sind reine Mg-Minerale. Ferner tritt kein Magnetit auf, statt dessen aber Hämatit und, da nicht genügend Ilmenit gebildet werden kann, Rutil. Außerdem erhöhen die SiO_2-Moleküle, die nicht zur Ferrosilit-Bildung verbraucht wurden, den Quarzgehalt.

Tabelle 6. *C.I.P.W.-Norm der Analysen des Schaumberg-Tholeyits*

	Probe Nr.						
	62	63	167	(167)[1]	64	2	5
qz	5,50	3,50	5,31	(0,66)	8,04	14,25	13,05
or	7,23	7,79	6,67	(6,67)	10,53	17,23	14,30
ab	25,70	25,40	23,30	(23,30)	29,90	30,90	28,85
an	28,40	33,05	35,35	(35,35)	20,20	13,63	18,35
wo	6,20	4,59	4,35	(4,35)	6,20	3,42	1,28
en	4,90	3,25	3,85	(2,50)	4,00	2,80	0,80
fs	0,59	0,93	—	(1,78)	1,78	0,20	0,40
en	9,30	9,65	10,65	(12,00)	5,90	3,35	7,15
fs	1,18	2,78	—	(8,65)	2,64	0,26	3,36
mt	6,50	5,75	—	(1,16)	5,68	7,78	6,08
hä	—	—	7,28	(—)	—	—	—
il	2,74	1,37	1,28	(2,73)	2,36	4,25	3,42
ru	—	—	0,76	(—)	—	—	—
ap	0,50	0,50	0,25	(0,25)	0,67	0,84	0,59
cc	0,10	0,07	0,10	(0,10)	1,10	0,05	1,20
aq	1,50	1,52	0,94	(0,94)	1,25	1,22	0,99
FZ	31,74	28,89	28,52	(33,52)	30,33	22,95	24,28

[1] Erläuterung dazu im Text.

Das wahre Fe^{++}/Fe^{+++}-Verhältnis kann nur durch Vergleich mit dem Fe^{++}/Fe^{+++}-Verhältnis der der Probe 167 im Profil benachbarter Proben 62 und 64 geschätzt werden. Um Fehler zu vermeiden, wurde vorgezogen, die Norm ein zweitesmal zu rechnen unter der Annahme, daß fast alles Fe in zweiwertiger Form vorliegt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6 in Klammer mitgeteilt. Man sieht, daß auch unter diesen übertrieben ungünstigen Bedingungen (hoher SiO_2-Verbrauch wegen hoher Ferrosilitbildung) immer noch ein geringer Quarzgehalt erscheint.

f) Die Plagiaplite. Von den mesostasisreichen Varietäten unseres Tholeyits führen eine Reihe von Übergangstypen zu plagiaplitischen Differentiaten, die in diffus begrenzten Schlieren im oberen Drittel des Sills vorkommen. In einer relativ grobkörnigen Zwischenmasse liegen einzelne antiperthitisch entmischte Plagioklas-Einsprenglinge mit An_{20} (= Oligoklas). In dem extremen Typ der Probe 16 sind es nur noch 15 Vol.-%. Eine zweite Art von Einsprenglingen bestehen aus Orthoklaskristallen, die aber nicht idiomorph begrenzt sind, sondern die mit unregelmäßig zerlappten Rändern in die Mesostasis übergehen. Diese selbst besteht wie im normalen Tholeyit aus xenomorphen Quarz- und Feldspatkörnern. Mafische Silikate sind fast kaum vorhanden (Tabelle 7).

Die chemische Analyse (Tabelle 8) ist charakterisiert durch hohe si-, al-, alk- und k-Werte. Die qz-Zahl allerdings fällt im Verhältnis zu diesen Werten ein wenig; das erklärt sich aber durch den höheren SiO_2-Bedarf bei der Bildung von Orthoklas. c fällt fast auf 0, fm bleibt infolge des relativ hohen Erzgehaltes hoch.

Tabelle 7. *Modaler Mineralbestand der Plagiaplite und der Übergänge zu ihnen*

Probe	Freier Quarz	Plagioklas	Augit	Chlorit	Uralit	Akzessorien	Mesostasis	Mandeln	Meßlänge mm	Alk.-F. / Plag.	Qz (ber.)
21	(8)	32,5	—	1	1,5	6,5	58,5	—	348	60:40	9
22	++	30,5	2	2	—	7,5	55	3	205	60:40	8,5
16	++	15,5	—	—	—	8,5	76	—	205	80,5:19,5	11,5
17	(5,5)	27	—	—	—	4	66,5	2,5	247	67,5:32,5	10

Aus der Analyse wurde der in Tabelle 8 angeführte Modalbestand berechnet. Für die Feldspäte wurde dabei die Zusammensetzung

Orthoklas: $Or_{89}\ Ab_{10}\ An_{01}$ und
Plagioklas: $An_{20}\ Ab_{75}\ Or_{05}$

zugrunde gelegt. Der Gehalt von An_{20} im Oligoklas wurde mit dem U-Tisch ermittelt, Or_{05} wurde als wahrscheinlichster isomorpher Gehalt (nach der Antiperthitentmischung) angenommen. Wie man sieht, stimmen die berechneten Modalwerte außerordentlich gut mit den integrierten überein.

Tabelle 8. *Chemische Zusammensetzung der Plagiaplite*

a) Pauschalanalyse (Probe 16)

	Gew.-%
SiO_2	60,19
Al_2O_3	15,96
FeO_{23}	8,35
FeO	0,24
MnO	0,04
MgO	0,78
CaO	0,94
Na_2O	1,60
K_2O	9,40
H_2O (±)	1,54
TiO_2	0,88
P_2O_5	0,45
	100,37

b) Niggli-Werte

si	234,5
ti	2,5
p	0,75
al	36,5
fm	30
c	4
alk	29,5
k	,80
mg	,15
qz	+16,5
alk / al-alk	4,21

Magmentyp: tasnagranitisch

c) C. I. P. W.-Norm

	Gew.-%
qz	9,88
or	55,60
ab	13,61
an	2,22
kaolinit	5,68
en	1,95
hä	8,30
il	0,61
ru	0,56
ap	1,01
aq	0,72
	100,14
FZ	12,43

d) Modus (berechnet)

	Vol-%
Quarz	10,5
Orthoklas	67,5
Plagioklas	15
Enstatit	1,5
Akzessorien	5,5
FZ	7

Plag: Or: Qz = 16:72,5:11,5
Plag: Or = 18:82
Or: Qz = 85:15
Orthoklas $Or_{89}Ab_{10}An_{01}$
Plagioklas $An_{20}Ab_{75}Or_{05}$

In der Norm erscheinen fast 6 Gew.-% Kaolinit und als Fe-Erz nur Hämatit, kein Magnetit. Das beruht darauf, daß leider kein absolut frisches Material gefunden wurde. Vor allem die Plagioklase waren bereits ziemlich serizitisiert, darum wurde auch der größere Teil des normativen Kaolinits (4,5%) mit zu dem modalen Plagioklas gerechnet. Es bleibt aber offen, ob diese Serizitisierung und die Oxydation Magnetit → Hämatit allein auf die Verwitterung oder noch auf die Autometasomatose zurückgehen.

Der Plagiaplit erlaubt es, die Frage nach der *Zusammensetzung der Mesostasis* genauer zu beantworten. Sie ist ein *Orthoklas-Quarz-Gemisch mit einem Or:Qz-Verhältnis von 86:14.* Auch wenn man berücksichtigt, daß 10—15 Vol.-% Orthoklas als Einsprenglinge vorliegen, kommt man für die Zwischenmasse höchstens zu einem Or:Qz-Verhältnis von 83:17.

Mit diesem hohen Or:Qz-Verhältnis liegt die Mesostasis unseres Schaumberg-Tholeyits bedeutend höher als alle anderen bisher untersuchten Zwischenmassen

tholeyitischer Gesteine [Cleveland-Tholeyit (WINKLER 1950), Kap Daussy-Tholeyit (VINCENT 1950), Eskdalemuir-Tholeyit (ELLIOT 1956)]. Bei allen diesen Gesteinen besteht die Tendenz *granit*aplitische Restschmelzen, d. h. relativ quarzreiche Restschmelzen, zu bilden. Ihnen gegenüber ist die Restschmelze des Schaumberg-Tholeyits quarzärmer; sie manifestiert also eine deutliche Tendenz in *syenit*aplitischer Richtung. Wenn man unter „syenitaplitisch" eine reine

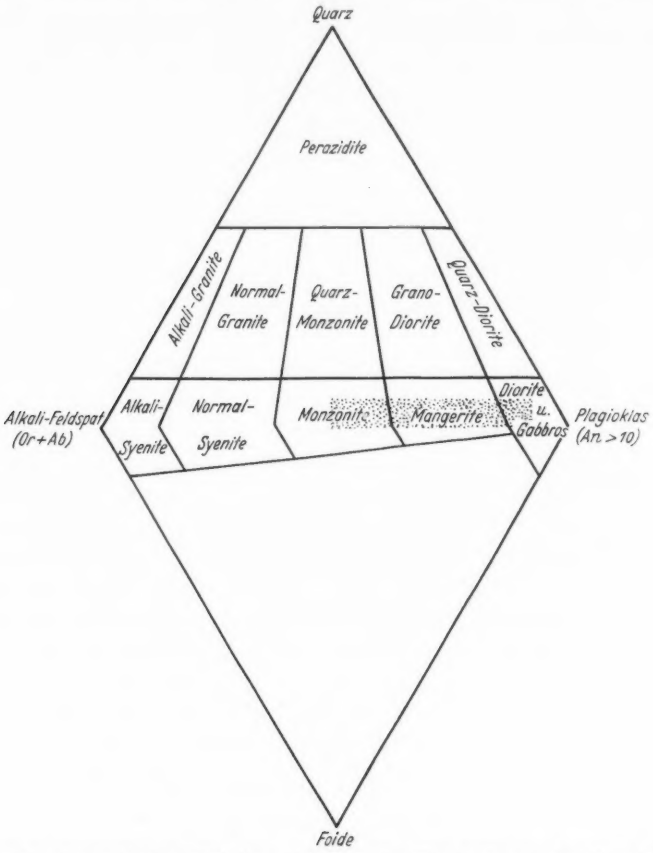

Abb. 7. System der magmatischen Gesteine nach TRÖGER. (Es wurde nur der obere Teil des Doppeldreiecks dargestellt.) ▨ In Abb. 8 vergrößert dargestellter Bereich

Orthoklasschmelze versteht, dann liegt die unseres Schaumberg-Tholeyits mit ihren 10 Gew.-% Quarz etwa in der Mitte zwischen einer syenitaplitischen und einer granitaplitischen Restschmelze.

Diese relative Anreicherung von Orthoklas in den Enddifferentiaten des Tholeyits gibt vielleicht einen Ausgangspunkt für ein besseres Verständnis des *Kuselit*-Problems.

g) Die Stellung des Tholeyits s. str. im System der magmatischen Gesteine. Die Stellung des Schaumberg-Tholeyits (= Tholeyit s. str.) im System der magmatischen Gesteine ergibt sich nach TRÖGER aus seinem *modalen Quarzgehalt* und seinem *modalen Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis* (Abb. 7). Keiner der dazu notwendigen Mineralbestände ist in unserem Falle direkt meßbar. Sie müssen

von den integrierten Mesostasis- und Plagioklaswerten abgeleitet werden. Dazu wird angenommen, daß die Zusammensetzung des Plagiaplits der Probe 16 der der Mesostasis weitgehend entspricht. Im Plagiaplit ist das Verhältnis Plag: Or: Qz = 16:72,5:11,5, das Verhältnis Or: Qz = 85:15 (Mittelwert). Es sei an dieser Stelle bemerkt, daß bei der Besprechung des Plagiaplits als Mesostasis nur die Summe Or + Qz bezeichnet wurde, die Oligoklaseinsprenglinge also davon ausgeschlossen waren. Beim Integrieren der Tholeyite mußte aber in den jeweiligen modalen Mesostasiswert auch der Gehalt an Oligoklasleisten und -skeletten miteinbezogen werden. Aus dieser „Mesostasis im weiteren Sinne" wurde mit Plag: Or: Qz = 16:72,5:11,5 ein modaler Oligoklas-, Orthoklas- und Quarzgehalt berechnet. Der berechnete Oligoklas wurde mit dem gemessenen Plagioklas zum Gesamtplagioklas vereinigt; dann wurde daraus zusammen mit dem berechneten Orthoklas das Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis gebildet. In Kombination mit dem berechneten Quarz konnten damit für die 22 Einzelanalysen des Schaumberg-Tholeyits die jeweilige Stellung im Systematik-Doppeldreieck festgelegt werden (Abbildung 8).

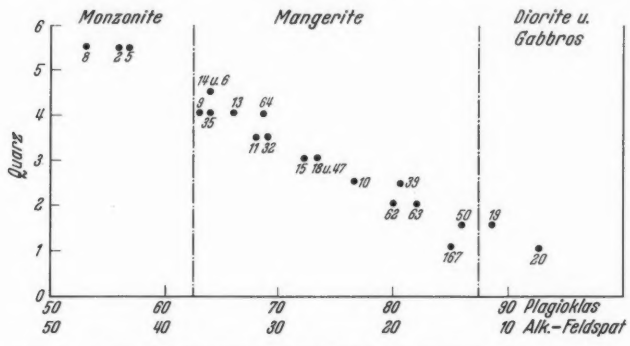

Abb. 8. Lage der Schaumberg-Gesteine im System der magmatischen Gesteine nach TRÖGER (Quarz zweifach überhöht)

Wie man sieht, verteilen sie sich ziemlich gleichmäßig über einen relativ weiten Bereich des Alk-F./Plag, nämlich von der „saueren" Seite des Diorit-Feldes bis zur „basischen" Seite des Monzonit-Feldes. Die Hauptmenge der Analysen liegt aber im Mangerit-Feld.

Der Schaumberg-Tholeyit gehört also in der Mehrzahl aller Proben zu der Familie der Mangerite; untergeordnet zeigt er Differentiationstendenzen sowohl zu den Monzoniten auf der sauren Seite, als auch zu den Dioriten und Gabbros auf der basischen Seite.

An seinem Locus typicus ist der Tholeyit das intrusive, *hypabyssische* Äquivalent eines *leukokraten Mangerites*. Seine mittlere modale Farbzahl beträgt etwa 23. (Nach TRÖGER — in der sich in Vorbereitung befindenden zweiten Auflage des Kompendiums — gilt für den mesotypen, d.h. normalen, Mangerit eine Farbzahl von etwa 38, für den leukokraten von etwa 22; s. dazu auch Abschnitt D und Abb. 11.)

Die auffallendsten sonstigen Kennzeichen des Tholeyits sind:

a) die Ausbildung einer mikrofelsitischen Mesostasis (= Orthoklas + Quarz + Oligoklas),

b) die Umkehr der Kristallisationsreihenfolge Pyroxen—Plagioklas zu Plagioklas—Pyroxen und die daraus resultierenden ophitischen und intersertalen Strukturen,

c) das Reaktionsungleichgewicht Olivin-Pyroxen, das sich im Vorkommen von merklichen Mengen Olivin neben deutlichen *modalen* Quarzgehalten ausdrückt.

Im Gegensatz zu der Gewohnheit mit dem Gesteinsnamen zugleich auch eine Altersstellung ausdrücken zu wollen (z. B. Basalt-Melaphyr), die dazu geführt hat, daß Lossen (1881) den Tholeyit (= Mesodolerit) nur auf das Perm beschränkt wissen wollte, können mit dem Namen „Tholeyit" in der oben ausgeführten Bedeutung auch junge und jüngste magmatische Gesteine ähnlicher Zusammensetzung und Struktur belegt werden.

Die sauren und basischen Differentiationsprodukte des Schaumberg-Tholeyits, die einerseits in das Monzonit-, andererseits in das Diorit- und Gabbrofeld fallen, können nicht mehr als Tholeyit bezeichnet werden, da sich ja der Name eines Gesteins zu allererst von seinem modalen Mineralbestand herleiten soll.

Die Gesteine der Proben 2, 5 und 8, im Monzonitfeld gelegen, sind als *Latite* zu bezeichnen (Tröger 1935, Nr. 270), da sie innerhalb der Monzonitfamilie diesem Gestein in Mineralbestand und Farbzahl am besten ähneln. Hinznkommt, daß auch im Latit eine mikrofelsitische Mesostasis ausgebildet ist.

Die Proben 19 und 20 liegen im Diorit- und Gabbrofeld. Es sind *doleritische Olivinbasalte*. Sie führen neben 10—12 Vol.-% Olivin nur 1—2 Vol.-% Quarz. Diese geringe Menge Kieselsäure hätte bei vollständiger Reaktion nie ausgereicht, allen Olivin in Pyroxen zu überführen. Sie sind also an Kieselsäure untersättigte Gesteine mit einem knappen SiO_2-Defizit. Da der mittlere An-Gehalt ihrer Plagioklase um An_{50} liegt, werden sie den Basalten zugerechnet. Die Bezeichnung „doleritisch" soll an ihre Struktur erinnern.

Zur räumlichen Verbreitung der Latite und doleritischen Olivinbasalte innerhalb des Lagergangs sei gesagt, daß die Latite in der Nähe des hangenden Kontaktes, die doleritischen Olivinbasalte an der Basis, dicht über dem liegenden Kontakt, gefunden wurden.

II. Pigeonit-Tholeyit und doleritischer Olivinbasalt

Nordwestlich vom Schaumberg-Massiv sind in die Tholeyer Schichten (= oberes Unterrotliegendes) noch mehrere Lagergänge konkordant eingeschoben, deren Gesteine durch einen vom Schaumberg-Tholeyit abweichenden Mineralbestand gekennzeichnet sind (Abb. 1). Es treten auf:

a) ein Pigeonit-Tholeyit in dem Vorkommen am Trausberg.

b) ein doleritischer Olivinbasalt in den Lagergängen von Dörsdorf und dem Ritzschelberg und ferner in einigen kleineren Vorkommen verstreut um Lindscheid. Dieses Gestein wurde von Rosenbusch „Olivin-Tholeyit" genannt. Unter dieser Bezeichnung erscheint es auch auf den geologischen Karten und in der übrigen Literatur.

Räumlich lassen sich zur Zeit keine Verbindungen dieser Vorkommen, weder untereinander noch zum Schaumberg-Lagergang, nachweisen.

Der *Pigeonit-Tholeyit* liegt bis jetzt nur in zwei Proben vor, die an zwei verschiedenen Stellen des Trausbergs aufgesammelt wurden. Sein Hauptmerkmal ist der Pigeonit, der als fast einziges mafisches Silikat auftritt. Auffällig ist, daß sein Vol.-%-Anteil etwa der Summe Augit + Olivin in den Olivin-Tholeyiten entspricht. Die Körner sind klein, xenomorph, und gegen die Plagioklase mehr intergranular als ophitisch. Sie sind frisch, ohne Entmischungsstrukturen und ohne Hornblendesäume. Alle haben einen leichten Pleochroismus von fast farblos nach hellbräunlich-rosa; die Auslöschung ist nur selten für ein bestimmtes Korn

einheitlich scharf, meist ist sie undulös oder fleckenhaft. Damit wird die exakte Bestimmung von $2\,V$ außerordentlich schwierig.

Alle Pigeonite sind optisch positiv, $2\,V_Z$ schwankt zwischen 0° und 30°; in den wenigen Fällen in denen die Lage der Achsenebene bestimmt werden konnte, lag sie senkrecht zu (010) mit $Y \wedge a$ etwa 25°. Der Pigeonit gehört demnach zur Ca-ärmeren Varietät.

Der wenige frühgebildete Olivin ist heute völlig chloritisiert. Plagioklase, Mesostasis und Akzessorien zeigen weiter keine Besonderheiten.

Tabelle 9. *Modale Mineralbestände der Pigeonit-Tholeyite*

Probe Nr.	Plagioklas	Pigeonit	Chlorit, pseudomorph nach 001	Akzessorien	Mesostasis	Meßlänge mm	Alk.-F. / Plag.	Qz (ber.)	FZ
96	50,5	30	2,5	3	15	286	17:83	2	35,5
101	48	29	5	3	22	310	23,5:76,5	2,5	37

Die chemische Zusammensetzung, die Niggli-Werte und die Norm sind in Tabelle 10 zusammengestellt. Analysiert wurde die Probe 101. Wie für die Analyse der Probe 167 gilt auch hier die Einschränkung, daß das Verhältnis Fe^{++}/Fe^{+++} infolge einer sekundären Oxydation zugunsten des Fe^{+++} ausgefallen ist. Darum wurde die Norm wieder zweimal berechnet, dabei einmal unter der Annahme, daß nahezu alles Fe in der zweiwertigen Form vorliegt. Auch dann errechnet sich kein Olivin, sondern es erscheinen noch fast 2 Gew.-% Quarz. Der Pigeonit-Tholeyit hat also in keinem Fall einen SiO_2-Unterschuß.

Tabelle 10. *Chemische Zusammensetzung des Pigeonit-Tholeyits*

a) Pauschalanalyse (Probe 101)

	Gewicht-%
SiO_2	53,12
Al_2O_3	17,71
Fe_2O_3	7,70
FeO	0,65
MnO	0,16
MgO	7,23
CaO	7,66
Na_2O	2,66
K_2O	1,17
H_2O (±)	0,68
TiO_2	1,10
P_2O_5	0,09
CO_2	0,09
	100,02

b) Niggli-Werte

si	136,5
ti	2
p	0,1
al	26,5
fm	44
c	21
alk	8,5
k	,24
mg	,64
qz	+2,5
alk / al-alk	0,47

Magmentyp: orbitisch

c) C. I. P. W.-Norm

	Gewicht-%	
qz	7,26	(1,98)
or	6,95	(6,95)
ab	22,55	(22,55)
an	32,50	(32,50)
wo	1,74	(1,74)
en	1,50	(1,00)
fs	—	(0,66)
en	16,60	(17,10)
fs	—	(10,95)
ap	0,22	(0,22)
mt	—	(1,16)
hä	7,28	(—)
il	1,75	(2,13)
ru	0,20	(—)
cc	0,20	(0,20)
aq	0,68	(0,68)
	99,73	100,12
FZ	29,49	(35,16)

Im Niggli-Diagramm fällt auf, daß der fm- und mg-Wert, gemessen am si-Wert, ungewöhnlich hoch ist, der al-, c- und alk-Wert dagegen niedrig ist. Innerhalb des alk ist k hoch. Diese Merkmale, hohes si, mg und k bei niedrigem al, c und alk, sind in den Kuseliten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes besonders stark ausgeprägt. I. KOCH (1938) und TRÖGER (1935, 1954) deuten die Kuselite als

Gesteine, die aus Naviten, Tholeyiten und Porphyriten autometamorph, vielleicht unter Wasseraufnahme aus dem Nebengestein der Magmenkammer, entstanden sind. Der Pigeonit-Tholeyit ist noch kein Kuselit, er hat nur die Tendenz dahin.

Der *doleritische Olivinbasalt* (Olivin-Tholeyit von ROSENBUSCH) ist dunkler und dichter als der Schaumberg-Tholeyit und der Pigeonit-Tholeyit. Mikroskopisch ist er gekennzeichnet durch frischen, nur am Rand und auf Rissen serpentinisierten Olivin ($2\,V_X = 80°$, —, bis 92°, +, = Chrysolith) in oft idealer idiomorpher Ausbildung. In dem sehr gleichmäßig ausgebildeten Plagioklasleistengerüst (An_{Kern} = 65—60, An_{Rand} = 30) wurden einige wenige Einsprenglinge mit An = 64 beobachtet, die größer waren and keinen Zonarbau aufwiesen. Die Augite mit $2\,V_Z$ = 43—58° und $Z \wedge c$ = 38—45° entsprechen denen des Schaumberg-Tholeyits.

Die Mesostasis des doleritischen Olivinbasalts ist *glasig* erstarrt und gleichmäßig mit „Erzstaub", das sind dunkle Einschlüsse von weniger als 1 μ Durchmesser, durchsetzt.

Die Integrationsanalysen der Tabelle 11 zeigen den merklich höheren Olivingehalt des doleritischen Olivinbasalts gegenüber dem Tholeyit.

Tabelle 11. *Modale Mineralbestände des doleritischen Olivinbasalts*

Probe	Plagioklas	Diops. Augit	Olivin (° = Chlorit)	Akzessorien	Mesostasis	Mandeln	Meßlänge mm	FZ
51	43,5	16	11,5	2	23,5	3,5	177	29,5
56	41	19	15	3	21,5	0,5	207	37
72	41	18	15,5	3	21,5	1	216	36,5
85	46	12,5	15,5	3	23	—	219	31
88	39	16,5	15,5	4	25	—	181	36
91	41,5	13,5	17	4	24	—	212	34,5
92	52	17	9,5°	2,5	19	—	247	29

Tabelle 12. *Chemische Zusammensetzung des doleritischen Olivinbasalts*

a) Pauschalanalyse (Probe 51)

	Gew.-%
SiO_2	50,64
Al_2O_3	16,23
Fe_2O_3	2,44
FeO	5,86
MnO	0,19
MgO	8,40
CaO	9,09
Na_2O	2,62
K_2O	0,88
H_2O (±)	2,33
TiO_2	0,93
P_2O_5	0,14
CO_2	0,39
	100,14

b) Niggli-Werte

si	122
ti	1,5
p	0,1
al	23
fm	46,5
c	23
alk	7,5
k	,20
mg	,65
qz	−8
alk / al-alk	0,47

Magmentyp: normal-gabbrodioritisch

c) C. I. P. W.-Norm

		Gew.-%
qz		0,48
or		5,27
ab		22,00
an		30,20
di	wo	4,82
	en	3,25
	fs	1,19
hy	en	17,75
	fs	6,54
mt		3,49
il		1,75
ap		0,34
cc		0,90
aq		2,33
		100,31

FZ 39,49

Aus der chemischen Analyse (Tabelle 12) sieht man, daß der doleritische Olivinbasalt SiO_2-ärmer ist als alle analysierten Schaumberg-Typen. Die niedrige negative qz-Zahl (—8) bei den Niggli-Werten tritt aber nur deshalb auf, weil

nach der Nigglischen Berechnungsmethode der gesamte Fe-Gehalt der Analyse siliziert gedacht wird, während er ja in Wirklichkeit zu einem Teil als Erz vorliegt. Die C.I.P.W.-Norm vermeidet diese Vereinfachung. So erscheinen in ihr keine untersilizierten Minerale, kein Olivin, sondern es errechnet sich sogar ein ganz geringer Quarzgehalt. Die Schmelze unseres (chemisch analysierten) doleritischen Olivinbasalts war also an SiO_2 gerade gesättigt. Für die stärker olivinhaltigen Proben (Nr. 72, 85, 88, 91) kann man sich allerdings fragen, ob sie nicht doch leicht *unter*sättigt waren. Deshalb, und weil es außerdem unmöglich ist rein aus dem mikroskopischen Bild etwas über die Zusammensetzung der Mesostasis auszusagen, scheint es angebracht, den von ROSENBUSCH (1887) für diese Gesteine eingeführten Namen „Olivin-Tholeyit" durch „doleritischen Olivinbasalt zu ersetzen.

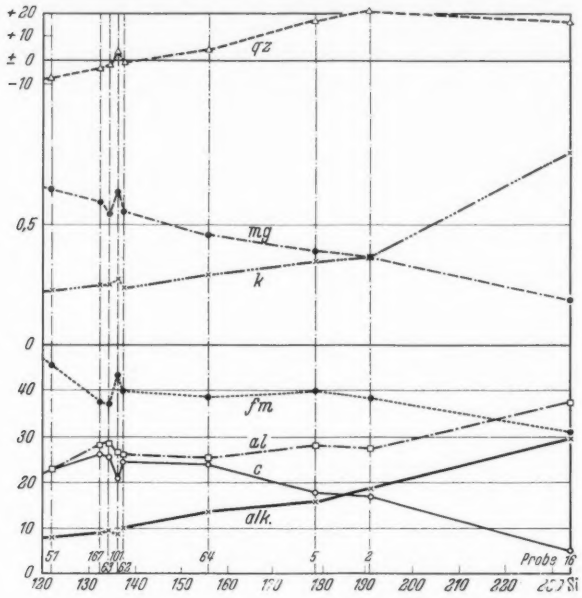

Abb. 9. Niggli-Diagramm von Schaumberg-Tholeyit, Pigeonit-Tholeyit, doleritischen Olivinbasalt und Plagiaplit; geordnet nach steigendem si-Wert. 51 = doleritscher Olivinbasalt, 101 = Pigeonit-Tholeyit, 5 und 2 = Latit, 16 = Plagiaplit

Nach der Art des Vorkommens und der Entstehung sind im Gebiet von Tholey zwei Arten von doleritischem Olivinbasalt zu unterscheiden:

a) der schon weiter oben beschriebene doleritische Olivinbasalt, der als basisches Differentiationsprodukt an der Basis des Schaumberg-Lagergangs an einigen Stellen vorkommt, aber keine eigenen Gesteinskörper bildet, und

b) der hier beschriebene mit seinen eigenen, vom Schaumberg-Sill vollkommen getrennten Lagergängen.

Zusammenfassung Saar

Zwischen den drei Gesteinstypen, die im Gebiet um den Schaumberg vorkommen (Tholeyit s. str., Pigeonit-Tholeyit, doleritischer Olivinbasalt) besteht sicher ein genetischer Zusammenhang. Beim derzeitigen Stand unserer Kenntnisse dieser Gesteine können aber darüber nur Vermutungen geäußert werden.

In einem Niggli-Diagramm der üblichen Art (mit Anordnung der Analysen nach steigendem si-Wert) in dem alle neuen Analysen der drei Gesteinstypen einschließlich des Plagiaplits zusammengestellt wurden, verlaufen alle Werte annähernd so, wie man es von Gesteinen dieser Zusammensetzung in dem erfaßten si-Bereich (122—134) erwarten soll. alk, al, k und qz steigen, alle übrigen Werte fallen. Eine Ausnahme bilden lediglich die Werte des Pigeonit-Tholeyits (Nr. 101), die aber schon besprochen wurde (Abb. 9).

Auch ein k-mg-Diagramm bringt den Zusammensetzungsbereich und die Reihung dieser Gesteine von basisch nach sauer gut zum Ausdruck (Abb. 10).

Vom normativen Mineralbestand wurde bereits an anderer Stelle gesagt, daß er die an Hand des Modus gefundene Differentiationstendenz des Schaumberg-Tholeyits getreu widerspiegelt (Abb. 11). Wie zu erwarten, fällt der doleritische Olivinbasalt außerhalb des Bereichs des Schaumberg-Tholeyits in das Diorit- und Gabbrofeld. Es ist anzunehmen, daß die Differentiation und die Trennung doleritischer Olivinbasalt-Tholeyit s. str. bereits vor dem Aufstieg in einer tieferen Magmenkammer vor sich ging. Der Schaumberg-Tholeyit differenzierte dann nach der Ortsstellung noch einmal in sich nach dem Mechanismus der Schweresonderung. Der doleritische Olivinbasalt wurde aber oberflächennahe intrudiert, erstarrte schneller und hatte so keine Zeit mehr zu einer zweiten Differentiation.

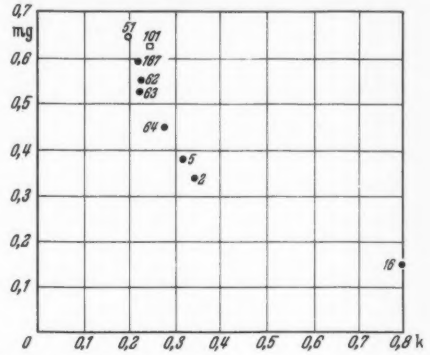

Abb. 10. k-mg-Diagramm nach NIGGLI.
● Schaumberg-Tholeyit und Plagiaplit,
o Doleritischer Olivinbasalt,
□ Pigeonit-Tholeyit

C. Abgrenzung gegen Palatinit und Navit

In den Ausführungen über die Geschichte des Begriffes „Tholeyit" wurde bereits erwähnt, daß der 1869 von LASPEYRES eingeführte Name „Palatinit" für ein Gestein bei Norheim a. d. Nahe zu ständigen Irrtümern über den Inhalt der Begriffe Anlaß gab, Irrtümer, die z.T. noch heute nachwirken (DALY 1952). Darum erschien es notwendig, auch von einigen *Palatiniten* der Pfalz die Modalbestände auszumessen, um sie gegen den Tholeyit abzugrenzen. Das Originalgestein von Norheim konnte dazu leider nicht herangezogen werden, der heute

Tabelle 13. *Modaler Mineralbestand einiger Palatinite*

Schliff Nr.	Freier Quarz	Orthoklas	Plagioklas	Diop. Augit	Orthopyroxen	Chlorit	Uralit	Biotit	Akzessorien	Mesostasis	Meßlänge in mm	FZ
THD 222	5,5	11,5	52	15,5	4,5	—	6,5	2,5	2	—	153	31,0
THD 226	2	2	58,5	14	—	5	+	—	4,5	14	156	23,5
THD 242	1,5	6	61	7,5	10	2,5	+	—	3,5	8	142	23,5
THD 243	1	6	64,5	8	7	3	+	—	2,5	8	130	20,5
THD 261	1,5	8	68	13,5	2,5	2,5	+	—	2	2	144	20,5
THD 262	1,5	8	61	20	3,5	2,5	—	+	3	0,5	206	29,0
THD 291	+	14,5	67,5	7,5	4	2	+	1	2,5	1	120	16,5
ET 4111	2,5	7	57	8,5	15	2	1,5	4,5	2	—	202	33,5
ET 4116	1	5,5	63	7,5	2,5	0,5	+	+	2,5	17,5	159	12,5
Os 1778	0,5	+	51	6,5	10	—	+	—	2,5	29,5	256	19,0

zugängliche Teil des Gesteinskörpers ist vollkommen zersetzt und unfrisch. Es war auch nicht möglich, alle auf der Karte als Palatinite bezeichneten Vorkommen eingehend zu untersuchen; es wurde nur von einigen großen Vorkommen (Rauschermühle bei Niederkirchen, Kohlhütte bei Kirchheimbolanden, Wolfs-

mühle bei Becherbach, Starfels bei Baumholder) der Mineralbestand bestimmt und insgesamt 10 Integrationsanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 13 zusammengefaßt.

Im allgemeinen sind alle Palatinite infolge ihres höheren Plagioklasanteils (etwa 60 Vol.-% gegenüber nur 44 Vol.-% im Handstück heller als die Tholeyite, sie sind auch gröber körnig und haben eine Tendenz zu richtungslos-körnigen Gefügen. Dies entspricht ihrem Auftreten in größeren und massigeren Gesteinskörpern, in Stöcken und mächtigen, horizontal aber nur wenig ausgedehnten Lagergängen, fast Lakkolithen. Die Struktur von Plagioklas gegen Pyroxen ist ophitisch bis intersertal. Die zonargebauten Plagioklase variieren von An_{60} im Kern zu An_{22} am Rand. Der mittlere An-Wert liegt wie bei den Tholeyiten um An_{50}. Die diopsidischen Augite haben ein $2\,V_Z$ von 50—60°; an den in merklichen Mengen auftretenden Orthopyroxenen wurde $2\,V_X = 65$—70° und 80—85° gefunden (= Bronzit mit etwa 20 Mol.-% Fe^{++}). Chloritpseudomorphosen treten auf, sie konnten aber in keinem Fall eindeutig auf Olivin zurückgeführt werden. Die feinverwachsene Mesostasis (Or + Qz) ist gar nicht oder nur untergeordnet entwickelt.

Der mit den 10 Integrationen erfaßte Variationsbereich der Zusammensetzung ist für die einzelnen Komponenten oft beträchtlich:

	Vol.-%
Quarz	0—5,5
Orthoklas	0—14,5
Plagioklas	51—68
diopsid. Augite	6,5—20
Orthopyroxen	0—15
Chlorit	0—5
Mesostasis	0—30
Akzessorien	2—4,5
Uralit, Biotit	0—6

Modal sind also die wichtigsten Unterschiede gegen den Tholeyit:

a) der hohe Plagioklasgehalt, b) der merkliche Gehalt an Orthopyroxen (nur eine Probe führte keinen Bronzit), c) die schwache Ausbildung der Mesostasis und d) vielleicht das Fehlen von Olivin.

Chemische Analysen von Palatiniten wurden nicht angefertigt, ebenso wurden keine Untersuchungen über genetische Zusammenhänge mit bzw. Unterschiede zu den Tholeyiten durchgeführt.

Die Schliffe THD 222 — THD 291 entstammen der Sammlung der TH Darmstadt, ET 4111 und ET 4116 der Privatsammlung von Herrn Prof. Dr. Ing. W. E. TRÖGER, Freiburg i. Br., Os 1778 der Sammlung des Mineralogischen Instituts der Universität Freiburg i. Br.

Ein zweites Gestein des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes, das oft als den Tholeyiten nahestehend angesehen wurde, ist der *Navit* der Grenzlagerdecke. Nach Mitteilung von H. U. BAMBAUER[1], Mainz, der z.Z. das Grenzlager bei Idar-Oberstein bearbeitet, hat der Navit folgenden mittleren Modalbestand:

[1] Herrn BAMBAUER sei an dieser Stelle für die Überlassung einer seiner noch unveröffentlichten Modalanalysen bestens gedankt.

	Vol.-%
Quarz	1
Plagioklas, Einsprenglinge, An_{75-52}	26
Plagioklas, Grundmasse-Leisten, An_{53}	41,5
Karbonat	1
chloritische Mesostasis	1
Augit, Einsprenglinge, $Z \wedge c = 42°$, $2V_Z = 50°$	0,5
Augit, Grundmasse	19,5
Bronzit, $En_{82}Ofs_{18}$	3,5
Chlorit nach Olivin	5
Erz	2

Gegenüber den Tholeyiten und den Palatiniten fehlt also der Orthoklas vollkommen, außerdem ist der Plagioklas deutlich basischer. Der Navit ist also ein Vertreter der Gabbro-Familie.

Des besseren Vergleichs wegen seien die mittleren Zusammensetzungen der drei Gesteinstypen, Tholeyit, Palatinit und Navit, nebeneinandergestellt.

	Tholeyit	Palatinit	Navit
Quarz	(3) (ber.)	0—6	1
Orthoklas	(20) (ber.)	0—15	—
Plagioklas	44	51—68	67,5
Diosid. Augit	16,5	6,5—20	20
Orthopyroxen	—	0—20	3,5
Olivin	3	0	5
Mesostasis	31,5	0—30	1
Akzessorien	5	2—5	2

D. Vergleich mit anderen Tholeyiten

Weil die Bezeichnungen „Tholeyit" und „tholeyitisch" weltweite Verbreitung fanden und weil, wie in Abschnitt A dargelegt wurde, über ihren Inhalt und über ihren Anwendungsbereich sehr verschiedene Meinungen herrschen, wurden einige „klassische" Tholeyite und von tholeyitbasaltischen Magmen abgeleitete Gesteine mit dem Tholeyit i.e.S., dem Tholeyit vom Locus typicus, verglichen. Ein solcher weltweiter Vergleich läßt sich leider nur an den chemischen Zusammensetzungen durchführen, da in vielen Gebieten Modalmessungen noch fehlen.

An Stelle langer Tabellen wurde für den Vergleich eine graphische Darstellung gewählt, die, vom v. Wolffschen QLM-Dreieck abgeleitet, von den normativen Mineralbeständen ausgeht. Wie beim modalen Differentiationsdiagramm des Schaumberg-Tholeyits (Abb. 5) und aus denselben Gründen, wurden auch hier (or + qz), (ab + an) und der gesamte Rest zusammengefaßt. Die Grenze zwischen Diorit- und Gabbrofeld einerseits und dem Monzonitfeld andererseits wird von Tröger u. A. im modalen System der magmatischen Gesteine (Abb. 7) bei Plagioklas : Alkalifeldspat = 87,5 : 12,5 gezogen; in einem Diagramm mit C.I.P.W.-Normwerten liegt sie aber dann etwa bei (ab + an) : or = 85 : 15, weil berücksichtigt werden muß, daß rund 10% des normativen Albites im modalen Orthoklas untergebracht sind. Bei 20—30% normativem Albit macht das 2,5%, um die die Grenze der beiden Felder nach der Orthoklasseite verschoben werden muß.

Zum Vergleich herangezogen und in Abb. 11 dargestellt wurden:

a) Quarzdolerite des Whin Sill, permisch, Nordengland,
b) Dolerite von Zentralschottland, permisch,
c) Diabase des Palisade Sill, triadisch, New Jersey (USA),
d) Dolerite der südafrikanischen Karroo-Formation, triadisch,
e) Plateaubasalte und Dolerite des Deccan, kretazisch bis eozän, Vorderindien,
f) Tholeyite von Nordengland und den Hebriden, tertiär.

Beiseite gelassen wurden alle Analysen mit merklichem normativem Olivin- und Nephelingehalt, da derartige Gesteine hier nicht zur Diskussion stehen. Die

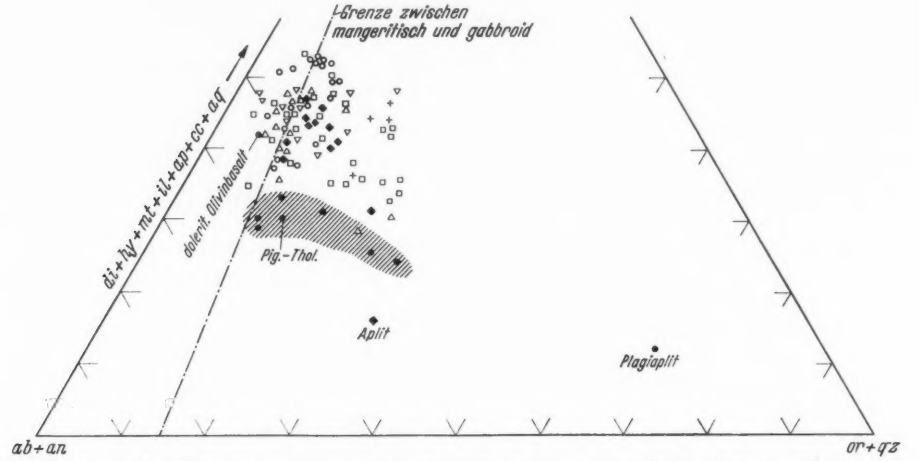

Abb. 11. Lage der Tholeyite im Dreieck der C.I.P.W.-Norm (● Saarland; ◆ Whin Sill; □ Nordengland und Hebriden; + Zentral-Schottland; ▽ Karroo; △ Palisade Sill); ○ Deccan; ▨ Bereich des Schaumberg-Tholeyits

Herausarbeitung der Stellung der Tholeyite s. str. in der Spanne der Differentiationsprodukte der genannten Vergleichsgebiete und die Abgrenzung von Tholeyiten s. str. in basaltischen Provinzen, die erst in letzter Zeit als tholeyitische Provinzen bezeichnet werden (TILLEY 1950: Hawaii, Island, Faröer) sollen hier ebenfalls nicht weiter verfolgt werden. Insgesamt wurden, einschließlich der neun neuen Analysen saarländischer Gesteine, 95 Analysen miteinander verglichen.

Herkunft der Vergleichsanalysen zur Abb. 11:

1. Whin Sill. TOMKEIEFF (1922): p. 110, Nr. I, II, III, eine Analyse ohne Nummer. HOLMES und HARWOOD (1928): p. 512, Nr. 551; p. 513, Nr. B, C, D; p. 515, Nr. 558; p. 519, Nr. 572; p. 522, Nr. 573; p. 527, Nr. 589; p. 528, Nr. 606.

2. Nordengland und Hebriden. HOLMES und HARWOOD (1929): p. 15, Nr. 306; p. 18, Nr. 370; p. 21, Nr. 358; p. 23, p. 27, Nr. 310; p. 31, Nr. 302; p. 33, Nr. 800 und 817; p. 28; p. 35, Nr. 380; p. 39, Nr. 402. TYRELL (1928): p. 147, Nr. 4 und E; p. 204, Nr. 12; p. 254, Nr. 20, 21 und X. COPE (1933): p. 214. *Mull Memoir* (THOMAS 1924): Tab. 2, Nr. III, IV und V. PATTERSON (1952): Tab. 1, Nr. 7 und *8*.

3. Zentralschottland. WALKER (1930): p. 373.

4. Karroo. LOMBARD (1952): Tab. 1, Nr. 695, 700, 714, 715, 721, 726, 734, 742, 752, 763. WALKER und POLDERVAART (1940): p. 171.

5. Palisade Sill. WALKER 1940): Tab. 3, Höhe über Liegendem in Fuß, 1, 80, 220, 500, 700, 900, 950. LEWIS (1908): Nr. II, IV, V, VI, XIV.

6. Deccan. WASHINGTON (1922): Tab. I, Nr. 1, 4, 5, 6, 12, 13, 15, 16, 21, 23. VEMBAN (1947): Tab. 2, Nr. 13, 14, 21, 22, 23, 27, 28, 35, 38.

In der Abb. 11 sieht man sofort, daß die Tholeyite des Schaumbergs weiter als alle anderen von der Mafitecke entfernt liegen, d.h. sie haben einen geringeren Gehalt an dunklen Gemengteilen, also eine kleinere Farbzahl. Dieses entspricht ihrem schon auf Grund der Modalanalysen konstatierten leukokraten Charakter. In dieser Hinsicht erscheinen sie eigenartig. Nur der doleritische Olivinbasalt (Probe 51) ist bedeutend dunkler als der Schaumberg-Tholeyit; er fällt aber auch weit ins Diorit- und Gabbrofeld.

Auch bei allen Vergleichsgebieten, mit Ausnahme des Whin Sill, fallen stets mehrere Analysen in das Diorit- und Gabbrofeld. Es gibt also überall neben den echten Tholeyiten — die lediglich dunkler sind als der Original-Tholeyit — basischere Differentiate mit kleinerem Alkalifeldspat : Plagioklas-Verhältnis. Diese Feststellung ist weiter nicht überraschend und auch nicht neu. Sie gewinnt aber hier an Gewicht, wenn man bedenkt, daß auch die Analysen dieser basischen Vertreter — bisher stets als Analysen echter Tholeyite angesehen — mit in die Mittelwerte eingehen, die als mittlere Zusammensetzungen tholeyitischer Magmen publiziert wurden. Außerdem wurden aber auch noch stets Analysen mit normativem Olivingehalt mitverrechnet. Darum erscheint das weltweit verbreitete „tholeyitbasaltische Magma" zwangsläufig basischer als ein aus Tholeyiten s. str. errechnetes Tholeyitmagma. Dieses „echte" tholeyitische Magma, das für eine größere Provinz oder aus einer größeren Analysenzahl erst noch zu ermitteln wäre, ist jedenfalls kieselsäure- und alkalireicher als die bisher publizierten Mittel, die alle knapp an SiO_2 gesättigt und relativ alkaliarm sind (Kennedy 1930; Nockolds 1954; Green und Poldervaart 1955).

Tabelle 14

	1	2	3	4	5
SiO_2	54,52	55,0	50,0	51,3	51,0
Al_2O_3	16,37	16,5	13,0	14,2	15,6
Fe_2O_3	4,85	4,9	13,0	2,9	1,1
FeO	3,98	4,0		9,1	9,8
MnO	0,17	0,2	—	0,2	0,2
MgO	4,32	4,4	5,0	6,4	7,0
CaO	7,64	7,7	10,0	10,5	10,5
Na_2O	3,23	3,3	2,8	2,3	2,2
K_2O	1,79	1,8	1,2	0,9	1,0
$H_2O\pm$	1,25	—	—	—	—
TiO_2	2,00	2,0	—	2,0	1,4
P_2O_5	0,23	0,2	—	0,2	0,2
	100,35				

Spalte 1 = Mittel aus den Analysen der Proben 2, 5, 62, 63, 64, 167. Spalte 2 = dasselbe, wasserfrei und aufgerundet auf Zehntel-%. Spalte 3 = tholeyitbasaltisches Magma Kennedys 1930. Spalte 4 = tholeyitisches Magma Nockolds 1945. Spalte 5 = tholeyitisches Magma Green und Poldervaart 1955.

Als vorläufiger Versuch seien in der Tabelle 14 die genannten Mittelwerte des „tholeyitbasaltischen Magmas" einem aus den Schaumberg-Analysen errechneten Mittel gegenübergestellt. In das Schaumberg-Mittel gehen ein die Proben 62, 63, 64 und 167 (= alle echten Tholeyite) und ferner die Proben 2 und 5 (= Latite). Nicht mitverrechnet wurde die Analyse des Plagiaplits — obwohl sie in das Schaumberg-Magma mit hineingehört — weil nicht abgeschätzt werden kann, eine wie große Gesteinsmenge sie innerhalb der Differentiationsreihe des Schaumbergs repräsentiert. Aus denselben Gründen wurden die Analysen des Pigeonit-Tholeyits und des doleritischen Olivinbasalts beiseite gelassen.

Ein *Magma* sollte in Zukunft nur dann „tholeyitisch" genannt werden, wenn es sich, zumindest gemäß seiner Norm, im Mangeritfeld lokalisieren läßt. Das wird nur noch in beschränktem Maße innerhalb von Differentiationsserien der

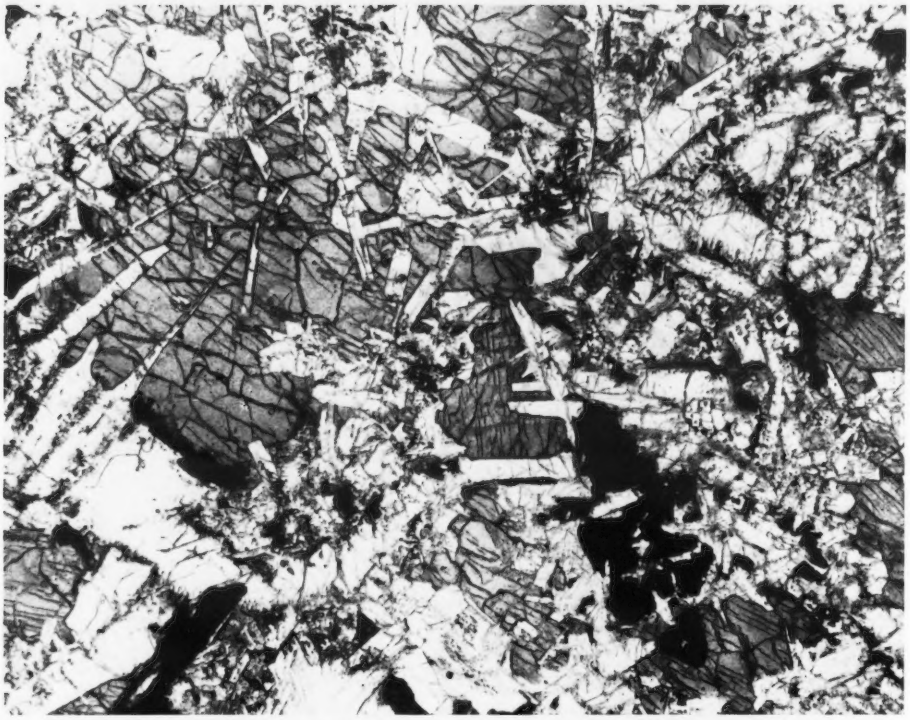

Abb. 12. Intersertal struierter Tholeyit. Plagioklas, Pyroxen, Erz, wenig Mesostasis. Probe 39, 15 ×, ohne Nic.

Abb. 13. Latittypt der Schaumberg-Gesteine. Pyroxene nach *c* gestreckt, z.T. verbogen; Plagioklase mit Oligoklassaum und z.T. mit „Fischgrätenmuster". Probe 5, 15 ×, ohne Nic.

Fall sein, da ein Magma dieser Zusammensetzung bisher nirgendwo als Muttermagma einer ganzen Gesteinsprovinz gefunden wurde. „Tholeyit*basaltisch*" sollten nur solche Magmen heißen, die gemäß ihrer Alkaliarmut und knappen Kieselsäuresättigung im Diorit- und Gabbrofeld liegen, und wenn unter ihren Differentiaten auch wirkliche Tholeyite vorkommen. Die summarische Bezeichnung „tholeyitisch" und der unterschiedslose Gebrauch von „tholeyitisch" und „tholeyitbasaltisch" sind auf jeden Fall abzulehnen.

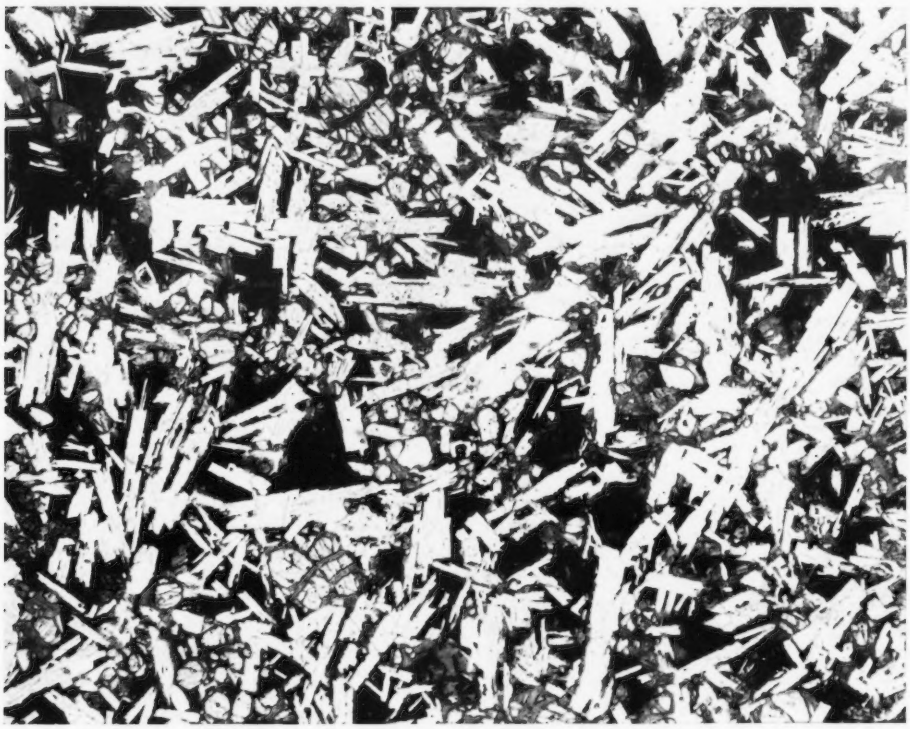

Abb. 14. Doleritischer Olivinbasalt. Plagioklas, Pyroxen, Erz, frischer Olivin, Glasbasis. Probe 85, 15×, ohne Nic.

Ein *Gestein* soll in Zukunft nur dann „Tholeyit" genannt werden, wenn es

a) einen hypabyssischen Gesteinskörper (Gang, Lagergang, hochliegendem Lakkolith) entstammt,

b) ein Alkalifeldspat : Plagioklas-Verhältnis hat, das größer ist als 12,5:87,5, d.h. daß es in das Mangeritfeld des Systems der magmatischen Gesteine fällt,

c) intersertal struiert ist,

d) an Kieselsäure gesättigt ist.

Es soll vermieden werden, *Ergußgesteine* als Tholeyite zu bezeichnen. Allenfalls noch „tholeyitisch", wenn ihre genetische Verknüpfung mit hypabyssischen Vertretern einwandfrei erwiesen ist und sie die Bedingungen b—d erfüllen.

Zusammenfassung

Das Originalvorkommen des Tholeyits am Schaumberg bei Tholey (Saar) wurde auf seinen Mineralbestand und seine chemische Zusammensetzung hin untersucht. Dabei wurde festgestellt, daß nach der Intrusion in dem lagergang-

förmigen Vorkommen eine gravitative Kristallisationsdifferentiation stattgefunden hat, deren Umfang von doleritischen Olivinbasalten über Tholeyite bis zu Latiten und Plagiapliten reicht. Die einzelnen Differentiationsprodukte wurden gegeneinander abgegrenzt und, gemäß ihrer Lage im System der magmatischen Gesteine, benannt. Dabei wurde der Original-Tholeyit definiert als ein „hypabyssischer, leukokrater Vertreter der Mangeritfamilie". In seiner Nähe vorkommende Pigeonit-Tholeyite und intrusive doleritische Olivinbasalte wurden kurz mineralogisch und chemisch beschrieben. Die Unterschiede zu räumlich und systematisch benachbarten Gesteinen des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes, den Palatiniten und Naviten, wurden herausgestellt. Ein Vergleich mit anderen Tholeyiten und Abkömmlingen des tholeyitbasaltischen Magmas KENNEDYs ergab, daß die Bezeichnung „tholeyitbasaltisch" irreführend ist, und daß in vielen Fällen auch Vertreter der Diorit- und Gabbrofamilie „Tholeyit" benannt wurden.

Die vorliegende Arbeit wurde in den mineralogischen Instituten der T. H. Darmstadt und der Universität Freiburg i. Br. durchgeführt. Ich danke Herrn Prof. Dr. Ing. W. E. TRÖGER, Freiburg, für die Überlassung des interessanten Themas und für mannigfachen Rat und Anregung. Dank schulde ich auch den Herren Dr. ZWETSCH und Dipl.-Ing. CHYTREK, beide Mettlach, Keramische Werke Villeroy und Boch, für die großzügige Unterstützung, die sie mir durch die Anfertigung der chemischen Vollanalysen zukommen ließen.

Literatur

BARTH, T. W. F.: The cristallisation process of basalt. Amer. J. Sci. **231**, 321 (1936). — COPE, F. W.: A tholeiite dyke near Buxton, Derbyshire. Geol. Mag. **70**, 414 (1933). — DALY, R.: The name „tholeiite". Geol. Mag. **89**, 69 (1952). — DALY, R., and T. W. F. BARTH: Dolerites associated with the Karroo system, South-Africa. Geol. Mag. **67**, 97, 481 (1930). — ELLIOTT, R. B.: The Eskdalemuir tholeiite and its contribution to an understanding of tholeiite genesis. Min. Mag. **31**, Nr 234, 245 (1956). — FISCHER, G.: Granit und Sial. Geol. Rdsch. **39**, 59 (1951). — FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV, Teil 1. Frankfurt a. Main 1955. — GREEN, J., and A. POLDERVAAT: Some basaltic provinces. Geochim. et Cosmochim. Acta **7**, 177 (1955). — GUIMAR ES, D.: Contribuçao à Genese dos Magmas Toleiticos. Estado de Minas Geraes. Inst. Tecnologia Industr. Boletim **1**, 1 (1946). HOLMES, A.: The term "magma-type". Geol. Mag. **86**, 71 (1949). — HOLMES, A., and H. F. HARWOOD: The age and composition of the Whin Sill and the related dykes in the North of England. Min. Mag. **21**, 483 (1928). — The tholeiite dykes of the North of England. Min. Mag. **22**, 1 (1929). — JUDD, J. W.: The Propylites of the Western Isles of Scotland and their relation to the Andesites and Diorites of the district. Quart. J. Geol. Soc. **46**, 341 (1890). — JUNG, D.: Die Bestimmung des mittleren An-Gehaltes in zonargebauten intermediären Plagioklasen. Neues Jb. Mineral., Mh., **1955**, H. 12, 265. — KENNEDY, W. Q.: The parent magma of the British Tertiary province. Sum. Progr., Geol. Surv. Great Britain **1930**, 61. — Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer. J. Sci. **25**, 239 (1933). — KOCH, I.: Die Kuselite des Saar-Nahe-Gebietes. Neues Jb. Mineral., Beil.-Bd., Abt. A **73**, 419 (1938). — LASPEYRES, H.: Gabbro von Münster am Stein. Z. dtsch. geol. Ges. **18**, 191 (1866). — Monatsbericht der königl. Akad. der Wiss. Berlin. (1867). — Über das Zusammenvorkommen von Magneteisen und Titaneisen in Eruptivgesteinen und über die sog. petrographischen Gesetze. Neues Jb. Mineral. **1869**, 513. — LEWIS, L. V.: The Palisade Diabase of New Jersey. Amer. J. Sci. **26**, 155 (1908). — LOMBARD, B. V.: Karroo dolerites and Lavas. Trans. Proc. Geol. Soc. South-Afr. **55**, 175 (1952). — LOSSEN, K. A.: Mitteilungen zur Melaphyrfrage. Z. dtsch. geol. Ges. **35**, 212 (1883); **38**, 921 (1886). — Hornschiefer vom Schaumberg bei Tholey. Z. dtsch. geol. Ges. **39**, 508 (1887). — Erläuterungen zu Bl. Lebach, Wadern und Wahlen der geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Berlin 1889. — Das Alter der Eruptivgesteine an der Nahe. Z. dtsch. geol. Ges. **43** (1891). — NIGGLI, P.: Die Magmentypen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. **16**. 335 (1936). — NOCKOLDS, S. R.: Average chemical composition of some igneous rocks. Bull. geol. Soc. Amer. **65**, 1007 (1954). — PATTERSON,

E. M.: A petrochemical study of the tertiary lavas of north-est Ireland. Geochim. et Cosmochim. Acta **2**, 283 (1952). — Reinhard, M.: Universal-Drehtischmethoden. Basel 1931. — Reis, O.: Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, S. 129. 1903. — Rittmann, A.: Die Zonenmethode. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. **9**, H. 1. (1929) — Über die Herkunft der vulkanischen Energie und die Entstehung des Sials. Geol. Rdsch. **30**, 52 (1939). — Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 1. Aufl., S. 384. 1877. 2. Aufl., S. 504. 1887. 4. Aufl., 2. Hälfte: Ergußgesteine, S. 1224. 1908. — Schuster, M.: Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. Geognostische Jh. **1906**, 1; **1910**, 161; **1913**, 235; **1922**, 161; **1923**, 49. — Ein Überblick über die permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz. Jb. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. **22**, 27 (1933). — Steininger, J.: Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine. Trier 1840, 99. Nachträge, Trier 1841, 21. — Streng, A.: Bemerkungen über die kristallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. Neues Jb. Mineral. **1872**, 261. — Teall, J. J. H.: The Amygdaloides of the Tynemouth dyke. Geol. Mag. **6**, 481 (1889). — Theobald, N.: Aperçu géologique du territoire de la Sarre. Schriften der Universität des Saarlandes. Saarbrücken: West-Ost-Verlag 1952. — Thomas, H. H.: The Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull. Memoire of the Geol. Survey of Scotland. Tilley, C. E.: Some aspects of magmatic evolution. Quart. J. geol. Soc. **106**, 37 (1950). — Tomkeieff, S. J.: A contribution to the petrology of the Whin Sill. Min. Mag. **22**, 100 (1929). — The term „magma-type". Geol. Mag. **86**, 130 (1949). Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin W 35: Verlag der Dtsch. Min. Ges. 1935. — Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, 1. Aufl. Stuttgart 1952. — Die Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes. Tagungsh. zur 32. Jahrestagg der DMG in Mainz, S. 21, 1945. — Turner, F. J., and J. Verhoogen: Igneous and metamorphic petrology. New York: McGraw Hill 1951. — Tyrell, G. W.: The Geology of Arran. Mem. Geol. Surv. Scotland **1928**. — Vemban, N. A.: Differentiation trends in the Deccan traps. Proc. ind. Acad. Sci., Sect. A **25**, 75 (1947). — Vincent, E. A.: The chemical composition and physical properties of the residual glass of the Kap Daussy tholeiite dike, East Greenland. Min. Mag. **29**, 46 (1950). — Walker, F.: A tholeiitic phase of the quartz-dolerite magma of central Scotland. Min. Mag. **22**, 368 (1930). — Differentiation of the Palisade diabase, New Jersey. Bull. Amer. Soc. Geol. **51**, 1059 (1940). — Walker, F., and A. Poldervaart: The petrology of the dolerite sill of Downes Mountain, Calvinia. Trans. Proc. geol. Soc. South-Afr. **43**, 159 (1940). — Karroo dolerites of the Union of South-Africa. Bull. geol. Soc. Amer. **60**, 591 (1949). — Washington, H. S.: Deccan traps and other Plateau basalts. J. Geol. **33**, 765 (1922). — Wells, M. K., and A. K. Wells: On magma-types and their nomenclature. Geol. Mag. **85**, 349 (1948). — Winkler, H. G. F.: Der Kristallisationsverlauf in einem tholeyitbasaltischen Magma und seine petrogenetische Bedeutung. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math-physik. Kl., 3. F. **1949**, H. 24, 1.

Dr. Dieter Jung,
Mineralogisches Institut der Universität Saarbrücken

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 182—189 (1958)

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Humboldt-Universität Berlin

Über die Beziehungen zwischen Coeruleolactit, Planerit, Türkis, Alumochalkosiderit und Chalkosiderit

Von

Emil Fischer

Mit 3 Textabbildungen

(Eingegangen am 8. Februar 1958)

Pulveraufnahmen und chemische Analysen ergaben, daß Coeruleolactit, Planerit, Türkis, Alumochalkosiderit und Chalkosiderit strukturell und chemisch eng verwandt sind; die gemeinsame Formel ist $Me^{\cdot\cdot}\ Me^{\cdot\cdot\cdot}_6\ (OH)_8(XO_4)_4.4—5H_2O$, wo $Me^{\cdot\cdot} = Ca, Cu, Mg, Fe^{\cdot\cdot}$, $Me^{\cdot\cdot\cdot} = Al, Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $X = P, As$ ist. Der weiße Coeruleolactit von Katzenellenbogen ist das dem Türkis entsprechende praktisch reine Ca-Al-Phosphat.

Aufgabenstellung und Material

Die enge Verwandtschaft von Türkis und Chalkosiderit wurde bereits von Schaller auf Grund der äußeren Morphologie und der chemischen Zusammensetzung erkannt. Wenig später machte Leitmeier die Identität von Coeruleolactit und Planerit wahrscheinlich; jedoch gründet sich auch in diesem Falle die Behauptung lediglich auf die Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung und den äußeren Merkmalen[1]. Andererseits wurde noch in jüngster Zeit Coeruleolactit zur Wavellitgruppe gestellt und Planerit zur Evansitgruppe (Dana und Dana; Strunz). Damit erhob sich die Frage, ob es nicht möglich sei, unter Anwendung neuzeitlicher Untersuchungsmethoden eine Entscheidung zu treffen. Da indes — abgesehen von Chalkosiderit — Kristalle in keinem Falle zur Verfügung standen, vielmehr alle diese Minerale in Form kryptokristalliner Krusten vorlagen und überdies in den meisten Fällen lediglich sehr geringfügige Mengen verbraucht werden durften, konnten für eine Entscheidung hauptsächlich nur Pulveraufnahmen und Mikroanalysen herangezogen werden. Untersucht wurden Proben von folgenden Vorkommen:

Coeruleolactit von der Grube Rindsberg bei Katzenellenbogen, Nassau, also vom ursprünglichen Fundort. Hierfür stand nur eine in der Sammlung des Mineralogischen Instituts der Bergakademie Freiberg unter Nr. 21535 vorhandene Stufe zur Verfügung. Sie stammt vom Entdecker des Minerals, Dr. Petersen, und zeigt in porösem Brauneisenerz, das hin und wieder durch schwarze Manganerze ersetzt ist, auf schmalen Klüften und Rissen winzige Kügelchen und traubige Aggregate von weißer Farbe und radialstrahligem Bau. Eine breitere Kluft (etwa 5 mm) ist teilweise mit demselben weißen Mineral ausgefüllt, das aber stellenweise in ein himmelblaues übergeht. Eine Stufe Coeruleolactit von Chester County, Pennsylvanien, wurde mir von der Leitung des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden (Nr. 18286/7640) zur Verfügung gestellt, eine weitere

[1] Nach Abschluß des Manuskriptes machte mich Herr Professor Strunz freundlicherweise darauf aufmerksam, daß die Identität von Coeruleolactit und Türkis bereits von McConnell bemerkt worden ist [Amer. J. Sci. **240**, 649 (1942)].

fand sich in der Sammlung des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Humboldt-Universität Berlin.

Planerit. Von ihm lagen mir 4 Stufen aus der Berliner Sammlung vor. Zwei von ihnen stammen vom Berge Tschernowskaja, nordwestlich Syssert, Ural; sie wurden unserer Sammlung 1879 durch ARZRUNI geschenkt. Auf ihnen findet sich das Mineral in Form dünner Krusten von blaß himmelblauer Farbe, eingewachsen in Quarz. Für die beiden anderen Stufen wird als Fundort auf den russischen Originalzetteln der Fluß Tschornaja westlich Syssert genannt. Auf ihnen sitzt das Mineral in Form traubig vergesellschafteter Kügelchen von 1—2 mm Durchmesser und blaß himmelblauer bis spangrüner Farbe in Drusenräumen desselben Quarzes. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei allen vier Proben um denselben Fundort, und zwar um den, auf dem das Mineral erstmalig bemerkt worden ist.

Türkis. Außer zahlreichen einwandfreien Proben dieser Mineralart aus der Berliner Sammlung von den bekannten Fundpunkten Chorassen (Persien), King-River (USA), Jordansmühl (Schlesien) und Ölsnitz (Vogtland) wurde noch ein neues Vorkommen auf der Zinnerzgrube Tannenberg bei Mühlleithen im Vogtland in die Untersuchung einbezogen. Die betreffenden Stufen stammen von der 775 m-Sohle der genannten Grube und wurden mir freundlicherweise vom Entdecker des Vorkommens, Herrn E. DONATH in Rodewisch, zur Verfügung gestellt. Sie zeigen das sattblaue Mineral in Form nieriger Gebilde und bis 1 cm dicker Krusten auf Bergkristall in Drusenräumen.

Alumochalkosiderit. Die untersuchten Proben stammen teils vom ursprünglichen Fundort, dem Schneckenstein zwischen Mühlleithen und Muldenberg im Vogtland, teils von der benachbarten Zinnerzgrube Tannenberg und der Wolframitgrube Gottesberg (rund 3 km nördlich der genannten Grube). Auf allen tritt das Mineral in Form winziger Kügelchen und traubiger Verwachsungen auf; in Mühlleithen ist es gelegentlich mit Autunit vergesellschaftet. Diese Stufen wurden größtenteils von mir selbst aufgesammelt.

Chalkosiderit. Von diesem Mineral standen mehrere Stufen mit schönen dunkelgrünen Kristallen von Cornwall aus der Berliner Sammlung zur Verfügung. Außerdem übergab mir Herr DONATH zahlreiche Proben von der Zinnerzgrube Mühlleithen zur Untersuchung, auf denen sich in Form dünner Krusten oder kleiner Kügelchen ein Mineral von mehr oder weniger kräftiger blau- bis sattgrüner Farbe fand. Auch dieses Mineral sitzt — ähnlich wie der Chalkosiderit von Cornwall — entweder auf Brauneisenerz oder unmittelbar auf Quarzkristallen.

Röntgenographische Untersuchung

Das Ergebnis der Pulveraufnahmen findet man in Tabelle 1 zusammengestellt. Die angegebenen Intensitäten wurden geschätzt und die höchste gleich 10 gesetzt. Ein d. hinter der Intensitätsangabe besagt, daß die Linie diffus ist. Da in jedem Falle der Film längs der Mittellinie zerschnitten und jeweils zwei Filmhälften verwandter Minerale zum Vergleich einander gegenübergestellt wurden, war es möglich, auch geringfügige Abweichungen in den Intensitäten der Linien zu erfassen.

Ein Vergleich der d-Werte der intensiveren Linien der untersuchten Mineralarten läßt erkennen, daß — von geringfügigen Verschiebungen der d-Werte abgesehen — fast alle stärkeren Linien, insbesondere die mit höheren d-Werten,

Tabelle 1

Coeruleolactit, weiß, Rindsberg		Coeruleolactit, blau, Rindsberg		Planerit Fluß Tschornaja		Planerit, Tschernowskaja-Berg		Türkis, Ölsnitz		Türkis, Mühlleithen		Al-chalkosiderit, Schneckenstein		Chalkosiderit, Mühlleithen		Chalkosiderit, Cornwall	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	4	6,56	4	6,56	—	—	3	6,53	—	—	3	6,88	1	6,88	1	6,88
4 d.	6,11	3	5,99	3	5,99	4 d.	6,20	3	5,99	4 d.	6,20	4	6,33	5	6,33	5	6,33
3	4,77	4	4,70	4	4,75	3	4,83	3	4,81	3	4,83	3	4,92	3	4,93	3	4,93
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	4,60	$2^1/_2$	4,60
1	4,15	1	4,04	1 d.	4,10	1	3,93	3	3,92	1 d.	3,93	1 d.	4,01	$2^1/_2$	4,16	2 d.	4,16
9	3,70	10	3,69	10	3,75	10	3,70	10	3,70	10	3,70	10	3,76	10	3,77	10	3,77
5	3,48	4	3,40	4	3,47	5	3,42	5	3,42	5	3,42	5	3,55	4 d.	3,51	4	3,56
5	3,34	4	3,20	4	3,29	5	3,22	5	3,22	5	3,22	5	3,38	5	3,39	5	3,39
—	—	1	3,05	1	3,08	1	3,06	1	3,07	1	3,07	—	—	1 d.	3,22	1	3,22
10 d.	2,96	10	2,86	10	2,90	10	2,89	10	2,90	10	2,90	10	2,94	8 d.	3,00	7	3,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$^1/_2$	2,74	—	—	—	—	3	2,968
3	2,521	4	2,515	4	2,535	3	2,528	3	2,528	3	2,528	3	2,558	1 d.	2,70	$1^1/_2$ d.	2,73
2 d.	2,35 bis	1	2,37	1	2,38	—	—	—	—	1	2,420	—	—	1	2,39	3	2,391
	2,17	3	2,28	2	2,30	4	2,327	$2^1/_2$	2,327	4	2,327	3	2,350	1 d.	2,29	1 d.	2,292
—	—	—	—	—	—	$^1/_2$	2,193	$^1/_2$	2,193	$^1/_2$	2,191	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	2,120	2	2,118	2	2,117	1	2,148	3	2,148	3	2,152
$^1/_2$	2,065	$1^1/_2$	2,067	$1^1/_2$	2,067	$2^1/_2$	2,071	$2^1/_2$	2,072	$2^1/_2$	2,071	3	2,070	$2^1/_2$	2,080	3	2,087
1	1,985	2	1,985	2	1,989	3	2,027	3	2,027	3	2,027	—	—	—	—	—	—
4	1,907	4	1,895	3	1,906	$1^1/_2$	1,918	2	1,918	$1^1/_2$	1,918	$1^1/_2$	1,932	2	1,965	3	1,967
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$^1/_2$	2,012	$^1/_2$	1,932
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,876	1	1,965	$1^1/_2$	1,917
$^1/_2$	1,835	$1^1/_2$	1,838	2	1,848	3 d.	1,848	2	1,848	3 d.	1,848	3	1,846	2	1,849	3	1,851
—	—	$^1/_2$	1,784	—	—	—	—	$^1/_2$	1,790	1	1,791	—	—	—	—	—	—
3	1,740	1	1,740	—	—	2	1,737	2	1,737	2	1,737	$1^1/_2$	1,746	—	—	1	1,774
—	—	$^1/_2$	1,710	—	—	$^1/_2$	1,683	—	—	$^1/_2$	1,683	—	—	—	—	—	—
—	—	$^1/_2$	1,661	—	—	—	—	—	—	1	1,645	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$^1/_2$	1,618	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,573	—	—	1	1,578	—	—	1	1,578	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,551	—	—	1	1,551	—	—	—	—	—	—
2 d.	1,497	3 d.	1,495	3 d.	1,504	2 d.	1,497	2 d.	1,497	2 d.	1,497	2 d.	1,512	$2^1/_2$ d.	1,549	3	1,551
—	—	$^1/_2$	1,470	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 d.	1,509	1	1,510
$1^1/_2$	1,430	2	1,419	—	—	$1^1/_2$ d.	1,427	$1^1/_2$ d.	1,427	$1^1/_2$ d.	1,427	$1^1/_2$ d.	1,459	2	1,474	2	1,476
1	1,395	$1^1/_2$	1,391	—	—	1	1,388	$^1/_2$	1,397	$^1/_2$	1,397	—	—	$^1/_2$	1,440	—	—

1 d.	1,361	$1^1/_2$ d.	1,362	—	1,282	$1^1/_2$	1,358	1 d.	1,358	$1^1/_2$ d.	1,358	$1^1/_2$ d.	1,362	$1^1/_2$	1,375	2	1,378
1	1,289	$^1/_2$	1,275	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,255	2	1,257	2	1,266	2 d.	1,275	2	1,271	2	1,271	$1^1/_2$ d.	1,281	$1^1/_2$	1,290	$1^1/_2$	1,292
$1^1/_2$	1,228	$1^1/_2$	1,221	—	—	$1^1/_2$	1,240	$1^1/_2$	1,236	$1^1/_2$	1,236	1 d.	1,241	1	1,261	1	1,263
$^1/_2$	1,200	$^1/_2$	1,196	—	—	$^1/_2$	1,216	1	1,212	1	1,212	—	—	1	1,240	1	1,241
$^1/_2$	1,172	$^1/_2$	1,171	—	—	$^1/_2$	1,185	$^1/_2$	1,182	$^1/_2$	1,182	—	—	—	—	—	—
$^1/_2$	1,160	$^1/_2$	1,155	—	—	1	1,170	$^1/_2$	1,168	$^1/_2$	1,168	—	—	—	—	$^1/_2$	1,175
$1^1/_2$	1,130	2 d.	1,128	$1^1/_2$ d.	1,135	2 d.	1,133	2 d.	1,131	2 d.	1,131	—	—	—	—	$1^1/_2$ d.	1,160

Ein d. hinter der Intensitätsangabe besagt, daß die Linie diffus ist.

sich etwa mit demselben Intensitätsverhältnis wiederfinden. Ich trage darum keine Bedenken, die genannten Mineralarten als untereinander strukturell aufs engste verwandt zu bezeichnen. (Dies gilt nicht von dem ursprünglich ebenfalls in die Untersuchung einbezogenen „Türkis" von Meßbach bei Plauen im Vogtland aus der Berliner Sammlung, der ein grundsätzlich anderes Debye-Scherrer-Spektrum liefert und einer besonderen Untersuchung bedarf.)

Eine genauere Betrachtung der bestehenden Unterschiede legt eine Einteilung der untersuchten Mineralarten in 3 Untergruppen nahe: es steht für sich allein der weiße Coeruleolactit von Katzenellenbogen; einer zweiten Untergruppe gehören an der blaue Coeruleolactit vom gleichen Fundpunkt, sämtliche Planerite und alle Türkise; die dritte Untergruppe wird gebildet von dem Chalkosiderit von Cornwall und von Mühlleithen sowie von den Alumochalkosideriten von den vogtländischen Fundpunkten.

Für den weißen Coeruleolactit ist folgendes kennzeichnend: die intensive Linie $d = 1{,}907$ mit $I = 4$, die sich allerdings mit $d = 1{,}895$ auch beim blauen Coeruleolactit und mit $I = 3$ bei Planerit vom Fluß Tschornaja findet, ferner die intensive Linie $d = 1{,}740$, mit $I = 3$, die beim blauen Coeruleolactit nur mit $I = 1$ vorkommt, und schließlich das Zurücktreten der Linie $d = 1{,}985$ (mit $I = 1$) gegenüber ihrer höheren Intensität bei den Mineralarten der beiden anderen Gruppen.

Für Chalkosiderit und den verwandten Alumochalkosiderit ist gegenüber den Mineralien der anderen beiden Gruppen folgendes charakteristisch: die Aufspaltung der starken Linie mit $I = 10$ bei etwa $d = 2{,}90$ in die beiden Linien $I = 7$ mit $d = 3{,}01$ und $I = 3$ mit $d = 2{,}968$, weiter das Fehlen der Linie $I = 3$, $d = 2{,}528$, das Hervortreten der Linie $I = 3$, $d = 2{,}152$ und das Fehlen der Linien zwischen $d = 1{,}7$ bis $d = 1{,}56$.

Jedoch liefern auch die Türkise, Planerite und der blaue Coeruleolactit nicht völlig gleiche Diagramme. Genaue Übereinstimmung besteht zwischen den Türkisen von Mühlleithen, Chorassen, King-River, Jordansmühl und dem Planerit vom Tschernaowskaja-Berg, weiter stimmen überein der blaue Coeruleolactit von Katzenellenbogen und der von Chester-County, beide unterscheiden sich von der ersten Gruppe durch das Hervortreten der Linie $d = 1{,}895$. In dieser Hinsicht sind sie mit dem Planerit vom Fluß Tschornaja verwandt. Der Türkis von Ölsnitz nimmt eine Zwischenstellung ein.

Innerhalb der Chalkosideritgruppe zeigen die d-Werte entsprechender Linien vom Türkis über Alumochalkosiderit und den Chalkosiderit von Mühlleithen zum Chalkosiderit von Cornwall einen deutlichen Gang mit dem Al-Fe-Verhältnis: mit zunehmendem Eisengehalt tritt eine Gitterausweitung in Erscheinung. Weit weniger deutlich und einheitlich ist die Änderung der d-Werte vom Türkis über den blauen Coeruleolactit zum weißen Coeruleolactit. Es erklärt sich dies ohne weiteres aus dem Umstand, daß die zweiwertigen Elemente nur einen sehr bescheidenen Teil zum Molekulargewicht beitragen (Cu in Türkis 7,8%).

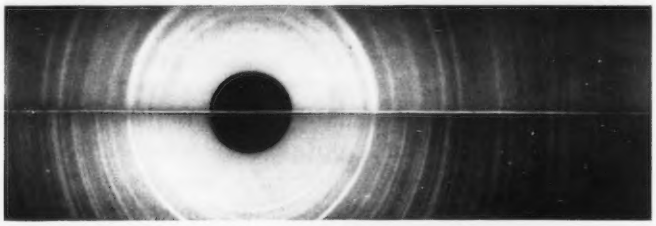

Abb. 1

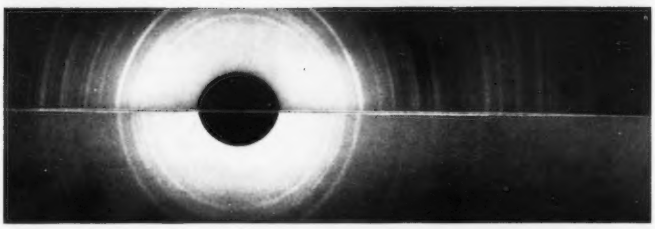

Abb. 2

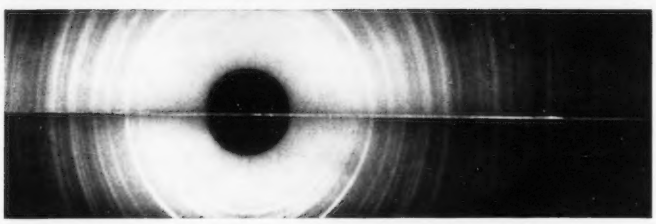

Abb. 3

Abb. 1. Weißer Coeruleolactit (Katzenellenbogen) und Türkis (Mühlleithen). CuKα-Strahlung

Abb. 2. Türkis (Mühlleithen) und Chalkosiderit (Mühlleithen). CuKα-Strahlung. Man beachte die Gitterausweitung

Abb. 3. Planerit (Tschernowskaja-Berg) und Türkis (Mühlleithen). CuKα-Strahlung. Nahezu vollkommene Übereinstimmung

Chemische Untersuchung

Um eine eventuelle Korrelation zwischen den Debye-Scherrer-Spektren und der chemischen Zusammensetzung der Mineralarten zu ermitteln, wurden von folgenden Proben Halbmikroanalysen angefertigt: Coeruleolactit, weiß, von Katzenellenbogen, grünlich-blauer Planerit vom Fluß Tschornaja und blauer Planerit vom Tschernowskaja-Berg, Türkis von Ölsnitz und von Mühlleithen im Vogtland und Chalkosiderit von Mühlleithen. Da meist nur wenig Material zur Verfügung stand, lagen die Einwaagen im allgemeinen zwischen 15 und 30 mg. Für die Wägungen stand eine Halbmikrowaage (Empfindlichkeit 0,01 mg) zur Verfügung; die Filtrationen wurden — von Ausnahmen abgesehen — nach der Emichschen Methode unter Verwendung von Porzellanfilterstäbchen für Mikrofiltration ausgeführt.

Der eingeschlagene Analysengang war in allen Fällen der gleiche. Die fein gepulverte Probe wurde bei 110° C vorgetrocknet und anschließend bei 800° C im elektrischen Ofen geglüht. Das Glühgut konnte durch kurzfristiges Zusammenschmelzen mit einem Gemenge von trockenem Na- und K-karbonat mühelos aufgeschlossen und der Schmelzkuchen in konzentrierter HCl gelöst werden. Aus der konzentriert salzsauren Lösung wurde zunächst bei etwa 70° C durch Überleiten von H_2S das As gefällt, darauf wurde mit der 20fachen Menge H_2S-Wasser verdünnt, um das Kupfer abzuscheiden. Das System blieb stets über Nacht stehen, um die Vollständigkeit der Fällung zu gewährleisten. Nach dem Filtrieren wurde Cu mit Salicylaldoxim, As — nach Überführung in Arsenat — mit Magnesiamischung gefällt und als $MgNH_4AsO_4 \cdot 6\,H_2O$ gewogen. Das Filtrat von der H_2S-Fällung wurde zur Trockne gedampft und die Chloride in Nitrate übergeführt; aus der erhaltenen Lösung konnte die Phosphorsäure mit NH_4-Molybdat gefällt und nach Umfällung und Wiederauflösung des Niederschlages als $MgNH_4PO_4 \cdot 6\,H_2O$ zur Wägung gebracht werden. Im Filtrat von der Phosphorsäure wurden zunächst die Nitrate wieder in Chloride zurückverwandelt und aus der salzsauren Lösung das überschüssige Molybdän vollständig ausgefällt. Nunmehr konnten Al und Fe als Al_2O_3 bzw. Fe_2O_3, Ca als Oxalat und Mg als $MgNH_4PO_4 \cdot 6\,H_2O$ bestimmt werden. Die geringen Eisenmengen im Planerit und im Türkis von Ölsnitz im Vogtland wurden in gesonderter Einwaage kolorimetrisch (durch visuellen Vergleich) bestimmt; dementsprechend kommt den gefundenen Gehalten an diesem Element keine höhere Genauigkeit als etwa 10% der

Tabelle 2

Mineralart	Coeruleolactit weiß, Rindsberg		Planerit, Fluß Tschornaja		Planerit, Tschernowskaja-Berg		Türkis, Ölsnitz i. V.		Türkis, Mühlleithen		Chalkosiderit, Mühlleithen	
Einwaage	17,70 mg		14,65 mg		27,15 mg		28,43 mg		30,55 mg		16,59 mg	
	%	Molverhältnis	%	Molverhältnis	%	Molverhältnis	%	Molverhältnis	%	Molverhältnis	%	Molverhältnis
CaO	5,09	0,86	2,88	0,41	1,15	0,17	1,26	0,18	1,21	0,18	1,07	0,18
CuO	0,24	0,03	3,48	0,35	6,31	0,65	6,36	0,66	7,60	0,80	6,60	0,78
FeO	—	—	0,8	0,09	Spur	—	0,9	0,10	Spur	—	—	—
MgO	0,40	0,09	—	—	0,09	0,002	—	—	0,15	0,003	—	—
Al_2O_3	40,3	3,72	37,1	2,91	37,7	3,01	37,1	2,98	37,9	3,10	6,38	0,59
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38,4	2,25
P_2O_5	30,1	2,00	35,5	2,00	35,0	2,00	34,7	2,00	33,7	1,98	30,1	1,98
As_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,62	0,02	0,58	0,02
H_2O	23,4	12,25	20,4	9,05	19,4	8,75	18,8	8,56	18,3	8,47	15,85	8,23
Summe	99,5		100,2		99,7		99,1		99,5		99,0	
Dichte											D = 3,08	

angegebenen Werte zu. Die Ergebnisse der chemischen Analyse findet man in Tabelle 2 zusammengestellt; ein waagerechter Strich deutet an, daß der betreffende Bestandteil nicht nachweisbar war.

Vergleicht man die Analysenergebnisse untereinander, so stellt man folgendes fest: Alle diese Mineralarten enthalten neben den Hauptbestandteilen oft nicht

unbeträchtliche Mengen von CaO, FeO und MgO; beim weißen Coeruleolactit ist CaO sogar wesentlicher Bestandteil. Nimmt man an, daß die Oxyde dieser zweiwertigen Metalle anstelle von CuO in das Gitter eingebaut sind, so erhält man als Molverhältnis von $(CuO + CaO + FeO + MgO) : (P_2O_5 + As_2O_5) : (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ in fast allen Fällen nahezu 1:2:3. Dagegen liegt der Wert für H_2O in den meisten Fällen nicht in der Nähe einer ganzen Zahl: er übertrifft stets den theoretischen Wert 8,00, während der Wert für die Summe der Oxyde der zweiwertigen Metalle stets unterhalb von 1,00 liegt. Die Geringfügigkeit der Abweichungen läßt es jedoch zu, den blauen Coeruleolactit, die Planerite, die Türkise und Chalkosiderite als isotyp zu bezeichnen und ihnen die gemeinsame Formel $(Cu, Ca, Fe^{\cdot\cdot}, Mg)(Al, Fe^{\cdot\cdot\cdot})_6 (OH)_8 \left((P, As)O_4\right)_4 \cdot 4—5\ H_2O$ zuzuweisen. Von dieser theoretischen Formel weicht die Zusammensetzung des weißen Coeruleolactits stark ab. Zwar ist das Verhältnis von $(CaO + CuO + MgO) : P_2O_5$ auch in diesem Falle wiederum nahezu das von 1:2 (= 0,98:2,00); dagegen fügen sich die Werte für Al_2O_3 und H_2O, nämlich 3,72 und 12,25 nicht dem Rahmen dieser Formel ein. Sie liegen auch von ganzzahligen Werten zu weit ab, als daß man diesem Mineral eine von der Türkisformel abweichende Formel zuweisen könnte. Da aber andererseits die wichtigsten *d*-Werte der Debye-Scherrer-Linien mit denen der anderen Minerale übereinstimmen, liegt es nahe, anzunehmen, daß der weiße Coeruleolactit von der Grube Rindsberg kein einheitliches Mineral ist, sondern außer 84% $(Ca, Cu, Mg)Al_6 (OH)_8 (PO_4)_4 \cdot 4\ H_2O$ noch 16% eines Al-hydroxydes enthält. Jedoch kann dieses Al-hydroxyd nicht mit Hydrargillit identisch sein; denn von den diesem Mineral zukommenden Linien findet sich keine im Spektrum des weißen Coeruleolactit. Die Abweichungen in den *d*-Werten und den Intensitäten einiger Linien des Diagramms des weißen Coeruleolactits ließen sich unschwer aus dem Ersatz des Cu durch Ca erklären; sie sind nicht auffälliger als die mit dem Ersatz des Al durch $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ verbundenen Änderungen des Spektrums beim Übergang von Türkis zu Chalkosiderit.

Eine klare und eindeutige Korrelation zwischen den *d*-Werten und der chemischen Zusammensetzung der Minerale findet sich in der Folge Türkis (von Mühlleithen usw.), Alumochalkosiderit, Chalkosiderit (von Mühlleithen) und Chalkosiderit (von Cornwall): mit abnehmendem Gehalt an Al_2O_3 [von 37,9 über 10,45 (JAHN und GRUNER), 6,38 (eigene Analyse) bis 4,45% (MASKELYNE 1875, zitiert nach DANA and DANA)] geht eine stetige Gitterausweitung Hand in Hand. Man kann diesen Zusammenhang deuten als Beweis dafür, daß der Alumochalkosiderit ein Mischkristall aus Türkis und Chalkosiderit ist. Die geringfügigen Unterschiede zwischen den Spektren des blauen Coeruleolactit, der Planerite und der Türkise verschiedener Herkunft scheinen mit dem Gehalt an Cu zusammenzuhängen; jedenfalls weichen die Diagramme dieser Minerale von dem des Cu-reichsten Türkis um so mehr ab, je weniger Cu in ihnen enthalten ist.

Zusammenfassung

Weißer Coeruleolactit von Katzenellenbogen, blauer Coeruleolactit vom gleichen Fundpunkt und von Chester Co., Planerit vom Fluß Tschornaja und vom Tschernowskaja-Berg im Ural, Türkis von Chorassen, King-River, Jordansmühl, Ölsnitz im Vogtland und Mühlleithen im Vogtland, Alumochalkosiderit von den vogtländischen Lagerstätten und Chalkosiderit von Mühlleithen und von Cornwall

sind — wie ihre Pulverdiagramme erkennen lassen — strukturell aufs engste verwandt. Die gemeinsame Formel dieser Minerale ist

$$(Cu, Ca, Fe^{\cdot\cdot}, Mg)\,(Al, Fe^{\cdot\cdot\cdot})_6\,((P, As)O_4)_4\,(OH)_8 \cdot 4\text{—}5\,H_2O.$$

Abweichungen in den *d*-Werten und den Intensitäten der Debye-Scherrer-Linien sind bedingt durch den teilweisen Ersatz der zweiwertigen, der dreiwertigen und vielleicht auch der fünfwertigen Ionen untereinander. Der weiße Coeruleolactit von Katzenellenbogen scheint kein einheitliches Mineral zu sein, sondern aus etwa 5 Teilen des dem Türkis entsprechenden reinen Ca-Al-Phosphats und einem Teil eines Al-hydroxyds zu bestehen. Der Planerit vom Fluß Tschornaja, desgleichen der blaue Coeruleolactit von Katzenellenbogen und von Chester-Co. sind Ca-reiche und Cu-arme Türkise, die Türkise von Mühlleithen, von Chorassen, King-River und Jordansmühl sind fast reine Cu-Türkise, der Türkis von Ölsnitz im Vogtland nimmt eine Mittelstellung ein. Die Alumochalkosiderite von den vogtländischen Fundpunkten sind Mischkristalle aus Türkis und Chalkosiderit; auch die untersuchten Chalkosiderite enthalten noch einige Prozente Al_2O_3 neben Fe_2O_3. Der As-Gehalt im Türkis und im Chalkosiderit von Mühlleithen ist zu geringfügig, als daß er nennenswerten Einfluß auf die Gitterdimensionen gewinnen könnte.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen denen herzlich zu danken, die mich durch Hergabe von Untersuchungsmaterial unterstützt haben: Herrn Prof. Dr. Leutwein und Herrn Dr. Bernstein in Freiberg, Herrn Dr. Prescher in Dresden und vor allem Herrn E. Donath in Rodewisch.

Literatur

Dana, J. D., and E. S. Dana: The System of Mineralogy, 7. edit., vol. II. New York 1951. — Jahn, A., u. E. Gruner: Alumochalkosiderit, ein neues Mineral vom Schneckenstein i. V. Mitteilungen der Vogtl. Ges. für Naturforschung, Nr. 8. Plauen 1933. — Leitmeier, H.: Über das Tonmineral Montmorillonit und das Tonerdephosphat Planerit. Z. Kristallogr. **55**, 353—371 (1915—1920). — Schaller, W. T.: Krystallisierter Türkis von Virginia. Zschr. Kristallogr. **50**, 120—125 (1912). — Strunz, H.: Mineralogische Tabellen, 3. Aufl. Leipzig 1957.

Dr. Emil Fischer,
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Humboldt-Universität
Berlin N 4, Invalidenstr. 43

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 6, S. 190—198 (1958)

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel

Talksynthesen im Hinblick auf semisalinare Bedingungen

Von

Hans-Jürgen Höhling

(Eingegangen am 10. Mai 1958)

Zusammenfassung

Vor einigen Jahren wurde Talk als Begleitmineral in Salzlagerstätten erstmalig gefunden, und zwar in den amerikanischen Salzlagerstätten in Texas und Neu-Mexiko (Balley), in dem englischen Kalisalzvorkommen bei Eskdale in Ost-Yorkshire (Stewart), sowie im Hallstätter Salzberg des alpinen Haselgebirges (Mayrhofer und Schauberger). Auch in Deutschland wurde kürzlich bei der Erdgasbohrung Frenswegen 3 im Emsland in den oberen Lagen des Zechsteinanhydritprofils ein talkartiges Mineral identifiziert (Füchtbauer und Goldschmidt). Die drei erstgenannten Talkvorkommen zeigen in der Art des Auftretens wesentliche gemeinsame Züge, aus denen man schließen kann, daß sie in der Lagerstätte selber entstanden sind, nicht aber dadurch, daß Talk als Verunreinigung in die Lagerstätte gelangte. Bei näherer Betrachtung bietet sich die Auffassung an, daß der Talk semisalinar (Leonhardt und Berdesinski) gebildet wurde, durch die Einwirkung Mg^{2+}-haltiger Reaktionslösungen auf SiO_2-haltige Substanzen, die durch Zuflüsse usw. in die Lagerstätte gelangten. Von diesen Überlegungen ausgehend war zu prüfen, ob sich Talk wirklich bildet bei der Einwirkung von „Mg-Laugen" auf SiO_2, und zwar bei „milden" Metamorphosebedingungen, d. h. bei möglichst niedriger Temperatur und niedrigem Druck, entsprechend den wahrscheinlichen Bedingungen in den Salzlagerstätten. Bei den Versuchen wurden $MgCl_2$-haltige und Carnallit-Lösungen verwandt und stark gealtertes SiO_2-Gel, Quarz feinkristallin, $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$ und Wasserglas als Bodenkörper gewählt. Die Reaktionsprodukte wurden vorwiegend röntgenographisch nach dem Debye-Verfahren untersucht und dann mit abnehmendem Bildungsgrad in die 3 Gruppen: 1. „Talk", 2. „Talkprodukt", 3. „Hinbildung zum Talk" bzw. „nur geringe Umbildung" eingestuft.

Um weitere, differenziertere Aussagen machen zu können, wurden typische Proben mit einer Talkvergleichssubstanz nach der Guiniermethode mit zweigeteilter Kamera untersucht; es wurden auch chemische Analysen und Anfärbtests durchgeführt und von bestimmten Synthesebildungen die „mittleren" Brechungsindizes bestimmt.

Versuche mit SiO_2-Gel als Bodenkörper führten bei einer Reaktionstemperatur von 150° C noch zu „guten Talkprodukten". Die 100° C-Versuche sind noch nicht abgeschlossen; ihre Ergebnisse bleiben einer späteren Veröffentlichung vorbehalten. Aber ein Versuch ergab bereits eine „Hinbildung zum Talk". Die Synthesen mit Quarz als Bodenkörper erforderten wesentlich längere Reaktionszeiten, führten aber auch bis herab zu 150° C zur „Hinbildung zum Talk". Bei Wasserglas (gallertig-dickflüssig) und $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$ waren diese Hinbildungen bis herab zu einer Reaktionstemperatur von 135° C zu verfolgen. So kann man

feststellen, daß sich SiO_2-Substanzen semisalinar, bei „milden" Umwandlungsbedingungen zum Talk hin umsetzen lassen.

Kurzer Überblick über die Talkvorkommen in Salzlagerstätten

BALLEY beschreibt die Ergebnisse von Bohrkernuntersuchungen früher durchgeführter Bohrungen bei Carlsbad, Eddy County, die erst gegen 1949 untersucht wurden. In dem wasserunlöslichen Rückstand wurde neben SiO_2 Talk identifiziert. Danach wurde Talk in weiteren Bohrkernen gefunden; und früher fälschlich als „Polyhalite-Fibers" bezeichnete blättchenförmige Minerale erwiesen sich bei genauerer Untersuchung als Talk. Er scheint somit in geringem Prozentsatz allgemein in den amerikanischen Kalilagern verbreitet zu sein. Er befindet sich in Steinsalzspalten, kommt oft auch in Verbindung mit Sylvin vor. Er tritt oft an der Grenze Steinsalz-Sylvin auf oder an den Korngrenzen der Kristallite dieser beiden Salze.

Auch in der englischen Kalilagerstätte, die von STEWART eingehend beschrieben wird, tritt Talk in der unteren und oberen Folge, in der er dort nur vorkommt, stets in Verbindung mit Steinsalz auf, liegt in Steinsalzspalten, an Korngrenzen oder ist netzartig in Hohlräumen angeordnet, die vorher mit Steinsalz ausgefüllt waren. Allgemein kann gesagt werden, daß der Talk dort in allen Gesteinstypen — wenn auch in unterschiedlicher Menge — vorkommt, mit Ausnahme der primären, kompakten Anhydrit- und Anhydrit-Kalk-Gesteine. Das ist wichtig für die Aussage einer späteren Talkbildung; und für die Annahme der genannten semisalinaren Bildung ist bedeutsam, daß Talk oft zusammen mit SiO_2 vorkommt. Überhaupt sind der relativ hohe Talk- und SiO_2-Gehalt für die englische Lagerstätte charakteristisch.

In einer mitteleuropäischen Lagerstätte wurde Talk erstmalig von MAYRHOFER im Hallstätter Salzberg des alpinen Haselgebirges gefunden. In einer gemeinsamen Publikation mit SCHAUBERGER wurde dieses Vorkommen auch von geologischer Sicht näher behandelt.

Der Talk ist an einen dünnbankigen Brockenzug eines schwarzen, mit Ton und Bitumen durchsetzten Polyhalits gebunden. Dieser ist das „Wirtsgestein" im weiteren Sinne, während Steinsalz der eigentliche Begleiter des Talks ist. Er ist basal mit ihm verwachsen und es wird eine syngenetische Entstehung des Talks mit dem rekristallisierten Steinsalz angenommen. Die talkführende Polyhalitschicht ist zwischen einer besonders Mg-reichen Zone und einer Gebirgsart eingeschlossen, die graues Steinsalz mit Kieselanhydriteinschlüssen führt. Das läßt auf das frühere Vorhandensein freier Kieselsäure schließen und es liegt der Schluß nahe, daß eine Reaktion zwischen Mg-Salzlösungen und SiO_2 zur Bildung des Talkes führte.

Bei der Erdgasbohrung Frenswegen 3 (FÜCHTBAUER und GOLDSCHMIDT) wurde der Talk in der betreffenden Schicht stets in Verbindung mit Dolomit vorgefunden, den er streifig durchsetzt oder nierenförmig umgibt. Dünnschliffuntersuchungen ergaben, daß der Dolomit dort stark korrodiert ist, so als habe sich das talkartige Mineral in ihn hineingefressen. Die Autoren nehmen an, daß das Blättchenmineral durch die Einwirkung SiO_2-haltiger Lösungen auf Dolomit gebildet wurde.

Durchführung eigener Talksyntheseversuche

Im Verlauf der letzten 2 Jahrzehnte wurden bereits einige Talksyntheseversuche durchgeführt. Es sei hier nur auf die Versuche von JANDER und WUHRER im System MgO-SiO_2-H_2O im Temperaturbereich von 300—400° C, auf die Synthesen von NOLL im System MgO-SiO_2-H_2O sowie auf „Kochgelfällungen" mit $MgCl_2$-Lösungen und Alkalisilikatlösungen, die zu Übergangsprodukten mit (hkO)- bzw. (hk)-Interferenzen führten, und schließlich auf Mg-Montmorillonitsynthesen von STRESE und HOFMANN hingewiesen. Da die Versuche darauf abzielten, das betreffende Mineral zu synthetisieren, wurden die Mischungsverhältnisse der Ausgangskomponenten nach dem angestrebten Mineral gewählt. Weiterhin lagen die Umwandlungsbedingungen im System MgO-SiO_2-H_2O über den „milden" Umwandlungsbedingungen, wie sie in den Salzlagerstätten geherrscht haben dürften. Auch die Anlage der „Kochgelversuche" dürfte in wesentlichen Punkten — z. B. hoher Alkalihydroxydgehalt — von den Verhältnissen abweichen, die in den Salzlagerstätten wahrscheinlich geherrscht haben.

Für die Klärung der Talkbildungen in den Salzlagerstätten galt es, vor allem bei möglichst niedriger Temperatur und niedrigem Druck zu arbeiten. Da Talk und SiO_2 gerade in den talkreichen oberen Partien der englischen Lagerstätte zusammen vorkommen, ferner bei der Untersuchung der Bohrkernrückstände der genannten amerikanischen Kalilager neben Talk SiO_2 identifiziert wurde, und da weiterhin der Talk des Hallstätter Salzberges zwischen einer besonders Mg-reichen Zone und einer kieselanhydritführenden Zone eingeschaltet ist, zeigt sich eine enge Verbindung zwischen Talk und SiO_2. Es liegt der Schluß nahe, daß der Talk durch Umbildung von SiO_2-Substanz entstanden ist, die wegen des später stattgefundenen Umwandlungsprozesses schon in verfestigtem Zustand vorgelegen haben dürfte. Von diesen Erwägungen ausgehend wurde SiO_2 fest (in verschiedener Form) der Einwirkung von $MgCl_2$- und Carnallit-Lösungen verschiedener Konzentration ausgesetzt. Als Bodenkörper in den Autoklaven wurden stark gealtertes SiO_2-Gel, Quarz feinkristallin, $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$ und Wasserglas (gallertig-dickflüssig) verwandt.

Eine Substanzmenge von meist 30 mg wurde genau eingewogen, in kleine Edelstahltiegel gefüllt und darauf eine bestimmte Menge — meist 4 oder 5 cm^3 — einer $^1/_4$-, $^1/_2$-, 1- bzw. 2-molaren Lösung von $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$ oder Carnallit geschichtet. Die Autoklaven mit den Reaktionstiegeln wurden dann bis zu der betreffenden Temperatur erhitzt, nachdem vorher der p_H-Wert gemessen worden war. Um die Cl-Ionen bei der Reaktion der Mg-Ionen mit dem SiO_2 zu kompensieren und eine stärkere Senkung des p_H-Wertes zu vermeiden, wurde, unter Annahme einer völligen Umsetzung des SiO_2, eine dem $^1/_2$ Millimol SiO_2 entsprechende Menge KOH bzw. K_2CO_3 zugegeben. Es wurden aber auch eine Reihe von Versuchen ohne Kompensationsmittel durchgeführt, die gleichfalls zur Umsetzung führten. Die nach den Reaktionen gemessenen p_H-Werte um p_H 6 dürften in dem Bereich liegen, der zur Zeit der Umbildung in den Salzlagerstätten geherrscht hat. Nach den Versuchen wurden die Reaktionsprodukte mit 1—2 n HCl bei 70—80° C kurze Zeit behandelt, dann mit heißem Wasser bis zur Cl- und Mg-Freiheit des Waschwassers in Glasfiltertiegeln gewaschen. Es sammelten sich häufig hydrophobe, z.T. blättchenförmige Aggregate an der Wasseroberfläche, die von dem „Bodensatz" durch Dekantieren abgetrennt wurden. Sie zeigten

oft — namentlich bei den etwas schwächeren Bildungen — bessere Diagramme als der „Bodensatz".

Versuche mit SiO_2-Gel als Bodenkörper

Um festzustellen, ob eine Talkbildung bei den genannten Bedingungen überhaupt möglich sei, wurden zuerst Versuche bei 300° C durchgeführt. Nach erfolgter Umsetzung wurden bei 250° C Serienversuche angesetzt. Da zur Aufgabe gemacht wurde, festzustellen, ob sich bei der betreffenden Reaktionstemperatur Talk überhaupt bildet, nicht aber, in welcher kürzesten Reaktionszeit, wurden die Versuche abgebrochen, sobald Talk bei der Temperatur entstanden war. Nach willkürlich gewählten Reaktionszeiten von 21—24 Tagen war das gealterte, reaktionsträge SiO_2-Gel bereits zum „Talk" mit fast sämtlichen Talklinien umgesetzt worden. Als „Talk" wurden die Bildungsprodukte bezeichnet, die neben sämtlichen Talklinien mit starker und mittlerer Intensität auch solche mit schwacher aufwiesen. Als „Talkprodukte" wurden die Bildungen angesprochen, bei denen der wichtige 9 Å-Reflex erst diffus angedeutet war, die aber sonst sämtliche starken und mittelstarken Reflexe aufwiesen. Die 3. Gruppe der „Hinbildung zum Talk" bzw. nur „Umbildung des Gels" wies noch weniger Linien auf mit geringerer Intensität. Die Abgrenzung ist natürlich nicht streng durchführbar, diente vor allem dazu, eine erste Ordnung in die Vielzahl der Syntheseprodukte hineinzubringen.

Tabelle 1

Lfd. Nr.	Lösung	Zusatz	Bodenkörper	Temperatur °C	Reaktionszeit	p_H-Wert* I	p_H-Wert* II	Druck at	Urteil
				$MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung					
1	2,5 cm³ 1 mol.	42 mg KOH	30 mg SiO_2-Gel	250 ± 10	24 Tage	~8,1	—	~39	15 Linien, „Talk"
2	4 cm³ 2 mol.	42 mg KOH	30 mg SiO_2-Gel	250 ± 10	25 Tage	~8,1	—	~38	15 Linien, „Talk"

* p_H-Wert I = p_H-Wert vor Beginn des Versuchs, p_H-Wert II = p_H-Wert nach Beendigung des Versuchs.

In der Tabelle 1 sind die Versuchsbedingungen von 2 „Talk"-Syntheseprodukten angegeben. In Tabelle 2 sind in den ersten Spalten die *d*-Werte und Intensitäten der Linien einer Talkvergleichssubstanz eingetragen; in den folgenden Spalten ist durch Kreuze angedeutet, daß die betreffenden Linien auch für die beiden vorgenannten Syntheseprodukte identifiziert wurden.

Bei den Carnallitlösungen zeigten sich entsprechende Talkbildungen. Die Konzentrationsunterschiede — $^1/_4$- bis 2molare Lösungen — der Reaktionslaugen machten sich nicht in einem unterschiedlichen Bildungsgrad bemerkbar.

Wenn die Reaktionsprodukte der „Talk"-Gruppe auch sehr gute Übereinstimmung mit der Talkvergleichssubstanz zeigten, so ergaben Aufnahmen mit zweigeteilter Guinierkamera, bei der beide Substanzen in zwei getrennten Kammern mit demselben strichförmigen Röntgenstrahl gleichzeitig durchstrahlt und auf demselben Film aufgenommen wurden, daß die Reaktionsprodukte nicht so scharfe Linien zeigten wie die Vergleichssubstanz. Auch war die Intensität schwächer. Es lagen also noch kleinere, nicht voll durchreagierte Kristallite vor.

Bei den 200°-Versuchen hatten sich in der Reaktionszeit der 250° C-Synthesen erst „Talkprodukte" (Gruppe 2) mit 7—9 Linien gebildet. Wie Tabelle 3 zeigt, waren längere Reaktionszeiten erforderlich, um zum „Talk" zu kommen. Die beste Bildung, die mit den Reaktionsprodukten bei 250° C vergleichbar ist, benötigte für die Umsetzung 100 Tage.

Tabelle 2

Nr.	Talk „Institutssammlung"		Versuch Nr. 1	Versuch Nr. 2
	d-Wert	Intensität		
/1	9,5012	sst	+	+
/2	4,5950	sst	+	+
/3	3,1399	sst	+	+
/4	2,6345	m	?	?
/5	2,4859	st	+	+
/6	2,2467	m	+	+
/7	2,1444	m	+	+
/8	1,8900	s	+	+
/9	1,720	mst	+	+
/10	1,6879	mst	+	+
/11	1,5359	st	+	+
/12	1,3974	s		
/13	1,3313	mst	+	+
/14	1,3057	mst	+	+
/15	1,2638	s	+	+
/16	1,1273	s	+	+
/17	1,0477	s	+	+
/18	0,9982	mst	+	+
/19	0,9392	ss		
/20	0,9158	ss		
/21	0,8841	mst	+	+
/22	0,8482	ss		
/23	0,8245	ss		

Waren schon bei den 200° C-Versuchen Reaktionszeiten um 100 Tage für die „Talk"-Bildung erforderlich, so waren bei den *150°-Synthesen* Reaktionszeiten von mehr als 200 Tagen nötig, um zur Bildung guter Produkte der Gruppe 2 („Talkprodukte") zu gelangen. Das zeigt Tabelle 4.

Da die 150°-Versuche schon im Bereich ziemlich „milder" Umwandlungsbedingungen liegen, seien in der nachfolgenden Tabelle 5 einmal die Linien der besten Bildung angeführt. Die Indizes wurden aus Tabellen der Strukturanalyse am Talk von GRUNER bzw. aus der genannten Nollschen Arbeit übernommen. Man erkennt, daß bereits eine Parallelanordnung der Schichtpakete vorliegt.

Tabelle 3

Lfd. Nr.	Lösung	Zusatz	Bodenkörper	Temperatur °C	Reaktionszeit	pH-Wert I	pH-Wert II	Druck at	Urteil
				$MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung					
3	5 cm³ 2 mol	42 mg KOH	30 mg SiO_2-Gel	195 ±5	54 Tage	—	~6	(für 190° C) ~13	12 Linien; fast Talk
4	4 cm³ $^1/_2$ mol	—	30 mg SiO_2-Gel	195 ±5	57 Tage	—	~6	~13,6	12 Linien; fast Talk
5	4 cm³ $^1/_2$ mol	—	30 mg SiO_2-Gel	200 ±5	100 Tage	—	~5,9	(für 200° C) ~16,6	14 Linien; „Talk"

Die *100°-Versuche* sind noch nicht abgelaufen bzw. noch nicht ausgewertet. Es sei nur erwähnt, daß ein Versuch nach einer Reaktionszeit von einem Jahr zu einer guten „Hinbildung zum Talk" führte.

Umsetzung an SiO_2-kristallin

Nach den zahlreichen Versuchen mit SiO_2-Gel ließen sich mit Quarz nicht mehr so viele systematische Versuche durchführen. Sie waren aber ausreichend für eine Aussage über die Bildungsmöglichkeit von Talk bei „milden" Meta-

Tabelle 4

Lfd. Nr.	Lösung	Zusatz	Bodenkörper	Temperatur °C	Reaktionszeit	pH-Wert I	pH-Wert II	Druck at	Urteil
				$MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung					
6	4 cm³ $^1/_2$ mol	51,8 mg K_2CO_3	30 mg SiO_2-Gel	150 ±3	94 Tage	~8,6	~6,0	~6,0	6 Talklinien, „gute Hinbildung"
7	4 cm³ 1 mol	51,8 mg K_2CO_3	30 mg SiO_2-Gel	150 ±3	178 Tage	—	~6,0	~5,9	7 Talklinien, „Talkprodukt"
8	18 cm³ 30% d ~1,1	—	50 mg SiO_2-Gel	155 ±5	230 Tage	—	—	—	11 Talklinien fast „Talk"
				Carnallit-Lösung					
9	4 cm³ $^1/_2$ mol	51,8 mg K_2CO_3	30 mg SiO_2-Gel	150 ±3	94 Tage	—	~6,0	~5,9	6 Talklinien, „gute Hinbildung"
10	4 cm³ $^1/_4$ mol	51,8 mg K_2CO_3	30 mg SiO_2-Gel	150 ±3	207 Tage	—	~6,0	~6,1	10 Talklinien, „Talkprodukt"
11	4 cm³ $^1/_2$ mol	51,8 mg K_2CO_3	30 mg SiO_2-Gel	150 ±3	275 Tage	~8,3	—	~5,9	11 Talklinien, „gutes Talkprodukt"

Tabelle 5

(Versuch Nr. 8; vgl. Tabelle 4 und Tabelle 2)

Lfd. Nr.	I	Indizes (nach GRUNER)	Indizes (nach NOLL)
8/1	schwärzlich diffus	(002)	
8/2	st	(004); (020)	(004); (020); (110)
	schwärzlich diffus	(11$\bar{1}$) ?	
8/3	st	(006)	
	schwärzlich diffus		
8/5	st	(20$\bar{4}$); (132)	
8/9	m		(240); (310)
8/11	st	(060); (33$\bar{2}$) ?	(060; (330)
8/14	m	(260); (26$\bar{2}$) ?	(260); (400)
8/15	s	(068)	
8/17	ss	(0016)	
8/18	m	?	
8/21	m	?	

morphosebedingungen. Da der Umsetzungsgrad für Quarz geringer ist als für SiO_2-Gel, wurde bereits bei 300° C mit den Versuchen begonnen. Nach einer Reaktionszeit von 11 Tagen hatte sich bei 295° ± 5° C bereits ein Produkt gebildet, das man schon fast als „Talk" ansprechen könnte, da unter anderem der wichtige 9 Å-Reflex auftrat. Auch bei 245° ± 5° C bildete sich nach 17 Tagen ein gutes Talkprodukt mit 12 Linien. Bei 200° C lieferte der Bodenkörper nach einer Einwirkungszeit von 100 Tagen noch ein Quarzdiagramm. Doch es zeigten sich schon die beiden stärksten Linien des Talkdiagramms: /5, $d = 2{,}48$, /11, $d = 1{,}53$. Nach einer Reaktionszeit von 157 Tagen lag bereits eine gute Talkbildung mit

Tabelle 6

Lfd. Nr.	Lösung	Zusatz	Bodenkörper	Temperatur ° C	Reaktionszeit	pH-Wert I	pH-Wert II	Druck at	Urteil
					$MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$				
12	4 cm³ 1 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	295 ±5	11 Tage	~8,1	—	(für 300° C) ~82	11 Talklinien, fast Talk
13	5 cm³ 1/2 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	245 ±5	17 Tage	~8,1	—	(für 250° C) ~36	12 Talklinien, fast Talk
14	5 cm³ 1/4 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	200 ±5	100 Tage	~8	~6	(für 200° C) ~16,7	2 Talklinien, geringe Umsetzung
15	5 cm³ 1 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	200 ±5	157 Tage	~8,1	~6	16,1	13 Talklinien, fast Talk
16	5 cm³ 1/2 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	150 ±3	300 Tage	—	~6	(für 150° C) ~6,0	vor allem Quarz
17	5 cm³ 1 mol	42 mg KOH	30 mg Quarz	150 ±3	360 Tage	—	~5,8	~5,9	12 zum Teil schwache Linien, gute „Hinbildung zum Talk"

13 Talklinien und der wichtigen 9 Å-Linie vor. Die Reaktion bei 150° C war wieder sehr aufschlußreich für die Umsetzungen bei „milden" Bedingungen. Während eine Substanz nach einer Einwirkung von 300 Tagen noch das Quarzdiagramm zeigte — wenn auch schon blättchenförmige, hydrophobe Teilchen sichtbar waren und auf eine Umbildung bereits hinwiesen —, war bei einem Versuch mit einer Reaktionszeit von 360 Tagen bereits ein Syntheseprodukt mit 12, z. T. aber noch schwachen Linien entstanden. Es ist also bei 150° C bei entsprechend längerer Reaktionszeit eine Umwandlung zum Talk möglich. Die Versuche bei 100° C sind noch nicht abgeschlossen. In Tabelle 6 seien die genannten Versuche noch einmal zusammenfassend wiedergegeben.

Versuche mit Wasserglas (DAB 6) und $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$

Neben einer Reihe von Vorversuchen in zugeschmolzenen Gläsern wurden auch einige Autoklavenversuche mit Wasserglas durchgeführt. *Bei 200° C* hatte sich nach der Einwirkung einer 1/2-molaren $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung auf getrocknete Wasserglassubstanz nach 48 Tagen bereits ein Reaktionsprodukt mit 12 Talklinien gebildet. Es traten der wichtige Basisreflex (002) (9 Å-Reflex) auf; weiterhin die Reflexe (004), (006) und (008), (0010) sehr schwach. *Versuche bei 150° C* führten nur zu schwächeren „Hinbildungen zum Talk". Dafür ergaben Vorversuche in zugeschmolzenen Reaktionsgläsern bei Reaktionstemperaturen um 155° C und auch 135° C z. T. bereits gute „Hinbildungen zum Talk". Zum Beispiel wurde *bei 135° ±5° C* durch die Einwirkung einer 50%igen $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung (d ~1,19) auf Wasserglas (dickflüssig) ein Reaktionsprodukt mit 10, z. T. aber noch schwachen Linien gewonnen.

Um die eben genannte Bildung näher zu charakterisieren und zu zeigen, daß bereits eine gewisse Parallelanordnung der Silikatschichtpakete vorliegt, seien ihre Reflexe in der nachfolgenden Tabelle 7 angegeben.

Die Autoklavenversuche *mit $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$* sind noch nicht abgeschlossen. Sie ergaben keine guten Talkbildungen. So führten 200° C-Versuche trotz längerer Reaktionszeiten — gemessen an den SiO_2-Gel-Versuchen — nur zu schwächeren Umbildungen. Erfolgreicher waren die Versuche, die mit Reaktionslaugenmengen von 18 cm³ in zugeschmolzenen Gläsern durchgeführt wurden. Zum Beispiel erzielten bei *135 ± 5° C* 18 cm³ einer 30%igen $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$-Lösung an 150 mg $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$ eine Umbildung zu einem Produkt mit *11*, z. T. noch schwachen Talklinien, das man als gute „Hinbildung zum Talk" bezeichnen kann. Die Reaktionszeit betrug *220 Tage*. Die Linien entsprachen im wesentlichen denjenigen der Substanz der Tabelle 7.

Somit sieht man, daß sich auch Wasserglas und $Na_2Si_2O_5 \cdot 2\,H_2O$ zum Talk hin umsetzen lassen.

Tabelle 7
(Vgl. Tabelle 2)

Lfd. Nr.	I	Indizes (nach GRUNER)	Indizes (nach NOLL)
/3	diffus	(006)	
/5	mst	(20$\bar{4}$); (132)	
/8	m—s	(0010)	
/9	ss		(240); (310)
/11	mst	(060); (33$\bar{2}$) ?	(060); (330)
$d = 1{,}45$	s	(20$\bar{1}\bar{2}$); (1310)	
/12	s	(2010); (13$\bar{1}\bar{2}$)	
/14	m	(260); (26$\bar{2}$)	(260); (400)
/18	s	(?)	
/21	s	(?)	

Um differenziertere Aussagen über den Bildungsgrad der Syntheseprodukte zu erhalten, wurden weitere Untersuchungen durchgeführt. Es wurden typische Reaktionsprodukte der verschiedenen Bildungsstufen mit einer Talkvergleichssubstanz nach der *Guiniermethode* untersucht. Hierbei ergab sich — wie schon kurz erwähnt —, daß die Intensität der Reflexe der besten Talkbildungen noch deutlich schwächer war als die des reinen Talks. Auch waren die Linien diffuser. Weiterhin ließ sich gut verfolgen, daß von den „Talk"-bildungen (Gruppe 1) bis herab zu den „Umbildungen des Gels" (Gruppe 3) die Reflexe schwächer und verschwommener wurden.

Die *Brechungsindizes* der Syntheseprodukte geben einen zusätzlichen Aufschluß über den Umsetzungsgrad. Sie wurden nach der Immersionsmethode mit einem Mikroskoprefraktometer bestimmt. Da sich die einzelnen Teilchen, die unter dem Mikroskop betrachtet wurden, aus Einzelkristalliten zusammensetzten, ließ sich jeweils nur ein „mittlerer" Brechungsindex bestimmen.

Die Teilchen der blättchenförmigen Substanzen der besten Syntheseprodukte (vor allem der 250°-Versuche) zeigten gleichmäßig hohe Brechungsindizes um den Wert $n = 1{,}55$. Sie lagen um einen geringen Betrag darüber oder darunter. Dieser Wert liegt in dem Bereich der Brechungsindizes für normalen Talk mit $n_\alpha = 1{,}539$, $n_\beta = n_\gamma = 1{,}589$. Mit schwächer werdenden Röntgendiagrammen, d. h. mit abnehmendem Bildungsgrad sanken auch die Brechungsindizes. Weiterhin schwankten sie häufig von Teilchen zu Teilchen, woraus man schließen kann, daß die Umsetzung noch nicht gleichmäßig erfolgt war. Bei den nicht vollwertigen Talkbildungen wurden aus einer Reihe von Einzeluntersuchungen die Höchstwerte der Lichtbrechung angegeben. Die beste Talkbildung der 200° C-Versuche (Versuchsnummer: 5) ergab einen Maximalwert bei $n = 1{,}545$. Bei einem Produkt der 2. Gruppe, der „Talkprodukte", wurde ein Höchstwert um $n = 1{,}530$ bestimmt. Die höchste Lichtbrechung für eine gute „Hinbildung zum

Talk" lag bei 1,525; bei einem Syntheseprodukt der noch nicht abgeschlossenen 100° C-Serie nur bei 1,515. Man erkennt die deutlichen Abstufungen, in Übereinstimmung mit den Aussagen der Röntgendiagramme.

Farbtests wurden nach einer Methode, die von F. VAHL im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel entwickelt wurde, durchgeführt. Sie seien in Erweiterung einer späteren Veröffentlichung vorbehalten. Hier sei nur gesagt, daß eine geringe Substanzmenge auf einen Objektträger gegeben und dann mit 1—2 Tropfen der Farblösung versetzt wurde. Durch leichtes Schütteln und Klopfen am Rand des Objektträgers wurden Substanz und Farblösung gleichmäßig miteinander vermischt, und bei Zimmertemperatur getrocknet. Nach einem Tag etwa trat eine Verfärbung ein, deren Geschwindigkeit mit dem Umsetzungsgrad der Talkprodukte stieg, wie auch die Intensität der Verfärbung. Gute Reaktionsprodukte wurden mit Dimethylanilin stärker angefärbt als schwächere. Es war aufschlußreich, daß die Substanzen mehr den Farbton des angefärbten feinkristallinen Specksteins als des normalen Talks annahmen, was auf kleinere Kristallite schließen läßt.

Bei den *halbquantitativen spektralanalytischen Untersuchungen* ergab sich, daß mit zunehmendem Talkbildungsgrad der Mg-Gehalt auf Kosten des SiO_2-Anteils stieg. In keinem Fall erreichte Mg den prozentualen Gehalt gemäß der Talkformel.

Die dem Debye-Verfahren hinzugefügten Untersuchungsmethoden ließen erkennen, daß der Bildungsgrad selbst der besten Reaktionsprodukte noch nicht die Bildungsstufe des normalen Talks erreichte. Die Kristallite waren noch kleiner als beim Talk.

Zusammenfassend ergibt sich, daß sich Talk semisalinar, bei „milden Metamorphosebedingungen" bilden kann. Die Ergebnisse der 100°-Versuche werden in Kürze diese Aussagen erweitern.

Literatur

BALLEY, R. K.: Talk in the salines of the potash-field near Carlsbad, Eddy-County. Amer. Mineralogist **34**, 757ff. (1949). — FÜCHTBAUER, H., u. H. GOLDSCHMIDT: Ein Zechsteinanhydritprofil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **5**, 187 (1956). — JANDER, W., u. H. WUHRER: Die Bildung von Magnesiumhydrosilikaten. Z. anorg. allg. Chem. **235**, 273ff. (1938). — LEONHARDT, J., u. W. BERDESINSKI: Semisalinare (assimilierte) Mineralkomponenten der Salzlagerstätten. Chem. d. Erde **16**, 22ff. (1952). — MAYRHOFER, H., u. O. SCHAUBERGER: Pseudomorphosen von Talk nach Steinsalz als stratigraphisches Leitmineral im Hallstätter Salzberg. Berg- u. hüttenmänn. Mh. **98**, H. 6, 111ff. (1953). — NOLL, W.: Synthesen im System $MgO/SiO_2/H_2O$. Z. anorg. allg. Chem. **261**, H. 1/2, 1ff. (1950). — STEWART, F. H.: The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, East-Yorkshire. Part I. The lower evaporite, bed. Mineral. Mag. **28**, 621ff. (1949). — Part II. The middle evaporite bed. Mineral. Mag. **29**, 445ff. (1951). — Part III. The upper evaporite bed. Mineral. Mag. **29**, 557ff. (1951). — STRESE, H., u. U. HOFMANN: Synthese von Magnesiumsilikatgelen. Z. anorg. allg. Chem. **246**, 161ff. (1941).

Dr. HANS-JÜRGEN HÖHLING,
Abteilung für Medizinische Elektronenmikroskopie der Universität Münster, Hüfferstr. 68

Einführung in die geometrische und physikalische Kristallographie

und in deren Arbeitsmethoden. Von Professor Dr. **Franz Raaz,** Wien, und Professor Dr. **Hermann Tertsch,** Wien. Dritte, wesentlich erweiterte Auflage. Mit 384 Textabbildungen. XII, 367 Seiten Gr.-8°. 1958. Ganzleinen DM 48.—

Inhaltsübersicht: Erster Teil: **Kristallographie.** Von F. Raaz. **Morphologische Kristallographie.** Die kristallographischen Grundgesetze. Methoden der graphischen Darstellung der Kristalle. Die Grundaufgaben der stereographischen Projektion. Die Symmetriegesetze in der Kristallwelt und ihr Einfluß auf die Verteilung und die Form der Flächen. Entwicklung der Kristallklassen auf Grund der fünf einfachen Stufen der Symmetrie. Die 32 Kristallklassen in ihrer Gruppierung auf sieben Abteilungen. Bezeichnungsweise der Kristallklassen. Formenbeschreibung für die einzelnen Kristallsysteme mit Beispielen konstruktiver Darstellung in stereographischer Projektion. Zwillingsbildungen. Kristalltracht. — **Kristallographie des Diskontinuums.** Die Raumgittervorstellung über den Feinbau der Kristalle. Die 14 Bravaisschen Gitter und der Begriff des Elementarkörpers. Die Weiterentwicklung der Strukturtheorie. Die Schoenfliesschen Raumgruppen. — **Erschließung der Kristallstruktur: Röntgenkristallographie.** Das Laue-Verfahren. Das Braggsche Spektrometerverfahren. Das Drehkristallverfahren mit photographischer Registrierung der Reflexe. Das Pulver-Verfahren nach Debye-Scherrer und Hull. Der Gang einer Strukturanalyse im allgemeinen. — Zweiter Teil: **Kristallphysik.** Von H. Tertsch. **Die Festigkeitserscheinungen.** Elastizität. Plastizität. Spaltbarkeit. Härte. Schlag- und Druckfiguren. — **Kristalloptik.** Grundlagen im optischen Verhalten nichtabsorbierender Kristalle. Das Polarisationsmikroskop. Optik absorbierender Kristalle. Kristalloptik und Feinbau. Lumineszenz. Verfärbung. — **Weitere physikalische Eigenschaften der Kristalle.** Das Wärmeverhalten der Kristalle. Das elektrische Verhalten der Kristalle. Das magnetische Verhalten der Kristalle. Das spezifische Gewicht. — Sachverzeichnis.

SPRINGER-VERLAG / WIEN

6. Band **Inhaltsverzeichnis** 3. Heft

Seite

Jung, D., Untersuchungen am Tholeyit von Tholey (Saar). Mit 14 Textabbildungen . . 147

Fischer, E., Über die Beziehungen zwischen Coeruleolactit, Planerit, Türkis, Alumochalkosiderit und Chalkosiderit. Mit 3 Textabbildungen 182

Höhling, H.-J., Talksynthesen im Hinblick auf semisalinare Bedingungen 190

Hinweise für Autoren

Es wird gebeten, bei der Abfassung der Manuskripte folgendes zu beachten:

1. Ausführung der Arbeiten, die in Deutsch, Englisch oder Französisch abgefaßt sein können, in Maschinenschrift auf einseitig beschriebenen Blättern.
2. Voranstellungen einer kurzen Zusammenfassung des Inhalts *vor* dem Text, bzw. Inhaltsübersicht mit Seitenangabe.
3. Angabe von Ursprungsort und Abschlußdatum.
4. Es ist notwendig, den vollen ausgeschriebenen Vornamen des Verfassers anzugeben.
5. Fußnoten sind laufend durch die ganze Arbeit durchzunumerieren.
6. Literaturangaben, die nur im Text berücksichtigte Arbeiten enthalten dürfen, erfolgen mit vollständigem Titel der Arbeit, Zeitschriftentitel, Band-, Seiten- und Jahreszahl. Bücher müssen mit vollem Titel, Auflage, Ort, Verlag und Jahr zitiert werden. Die Literaturangaben sind am Schluß der Arbeit nach den Autorennamen *alphabetisch* anzuordnen.
7. Zeichen für Maßeinheiten, Konstanten, Formelzeichen, Abkürzungen usw. sind in Übereinstimmung mit dem Gmelinschen Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl., zu bringen.
8. Die Beschriftung der Abbildungsvorlagen wird lediglich mit Bleistift erbeten; erläuternder Text dazu ist gesondert beizufügen. Angabe einer kurzen, aber erschöpfenden *Unterschrift* für jede Abbildung erbeten.
9. Besondere Hervorhebungen im laufenden Text erfolgen durch *Kursivsatz* und sind im Manuskript durch *Unterstreichen* der betreffenden Wörter zu bezeichnen.
10. Für Kleindruck vorgesehene Stellen sind am Rande des Manuskriptes durch einen vertikalen Strich unter Beifügung des kleinen Buchstabens p zu kennzeichnen.
11. Autoren-Namen werden in Kapitälchen (Meier) gesetzt und sind im Manuskript mit Großbuchstaben zu schreiben.

Springer-Verlag, Berlin · Göttingen · Heidelberg — Druck der Universitätsdruckerei H. Stürtz AG., Würzburg
Printed in Germany